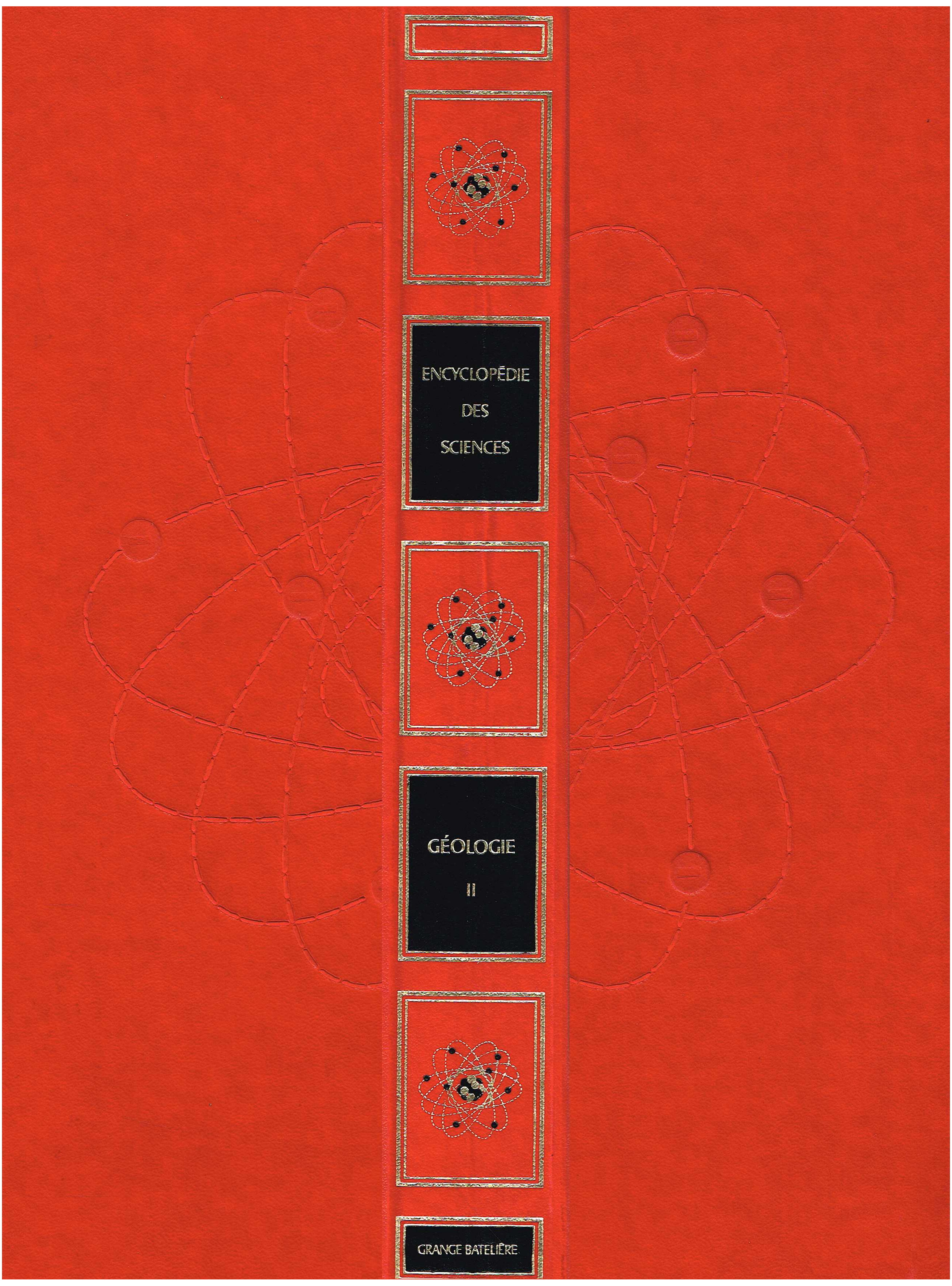
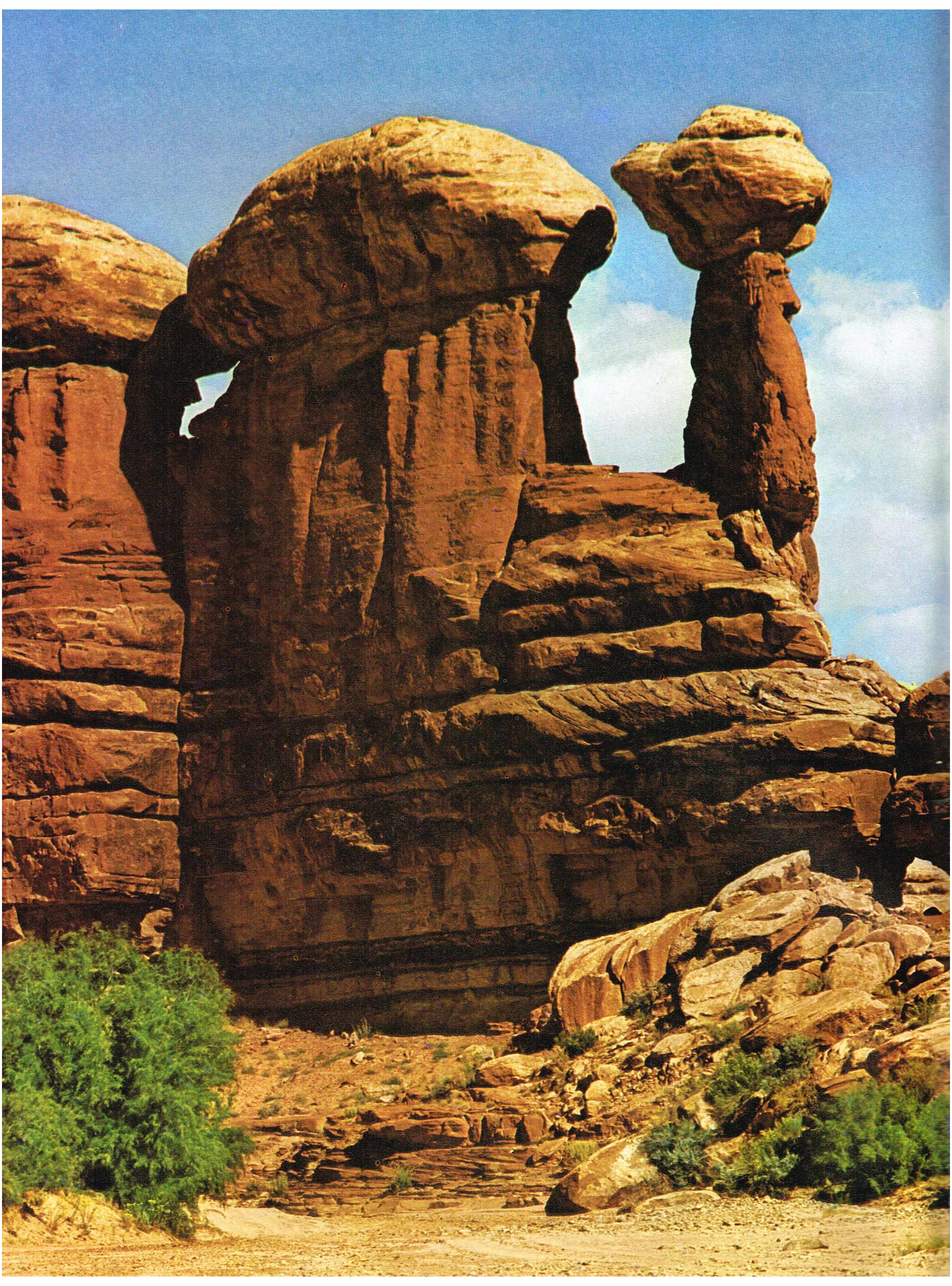

ENCYCLOPÉDIE
DES
SCIENCES
GÉOLOGIE
II
GRANGE BATELIÈRE

GRANDE ENCYCLOPÉDIE ALPHA DES SCIENCES ET DES TECHNIQUES

GÉOLOGIE

II

GRANGE BATELIÈRE, PARIS - ÉDITIONS KISTER, GENÈVE - ÉRASME, BRUXELLES-ANVERS



Publiée sous le haut patronage de :
Messieurs les professeurs :
Jean DORST, membre de l'Institut,
Charles FEHRENBACH, membre de l'Institut,
Roger HEIM, membre de l'Institut,
Monsieur l'amiral André JUBELIN,
Messieurs les professeurs :
Pierre LÉPINE, membre de l'Institut,
Louis LEPRINCE-RINGUET, de l'Académie française,
Jean-François LEROY, professeur au Muséum national d'histoire naturelle,
Henri NORMANT, membre de l'Institut,
Monsieur Jacques PICCARD, docteur ès sciences h.c.

Réalisation	IDÉES ET ÉDITIONS 16, avenue de Friedland, 75008 Paris
Comité de direction	Simone DEVAUX, Uberto TOSCO.
Rédaction	Patrick PHLIPONEAU, Françoise MENU, Marie-Noëlle PAILLETTE, Vanina DORÉ.
Recherche de l'illustration	Mathilde RIEUSSEC.
Mise en pages	Tito TOPIN et Serge BROCHE.
Illustrations techniques	Richard COLIN.
Coordinateur des dessins	Mario LOGLI.
Fabrication	Sylvia COLIN, Sylvie MARCHAND, Jocelyne DUCHESNE, Jocelyne TÉPÉNIER.
Directeur de la publication	J.-P. BRÉVOST.

N. Cirani

Ont collaboré à ce volume :

D. et J. BOURLOTON,
avec la collaboration de A. PUYFAUCHER, pour la géomorphologie.

R. MAIGNIEN, pour la pédologie.

G. CASTANY, pour l'hydrogéologie.

B. ALPERN,
pour l'introduction aux roches combustibles et les roches combustibles solides.

A. COMBAZ, pour les hydrocarbures naturels.

A. BOITEAU,
pour le métamorphisme et les roches métamorphiques, et pour la tectonique.



Vulcain - Explorer

▲ ***Les roches pyroclastiques sont le résultat de l'activité explosive des volcans; ici, les cendres volcaniques du Helgafell (au fond) ont, en retombant, recouvert la zone de Heimay en Islande.***

PHÉNOMÈNES ET ROCHES IGNÉS (suite)

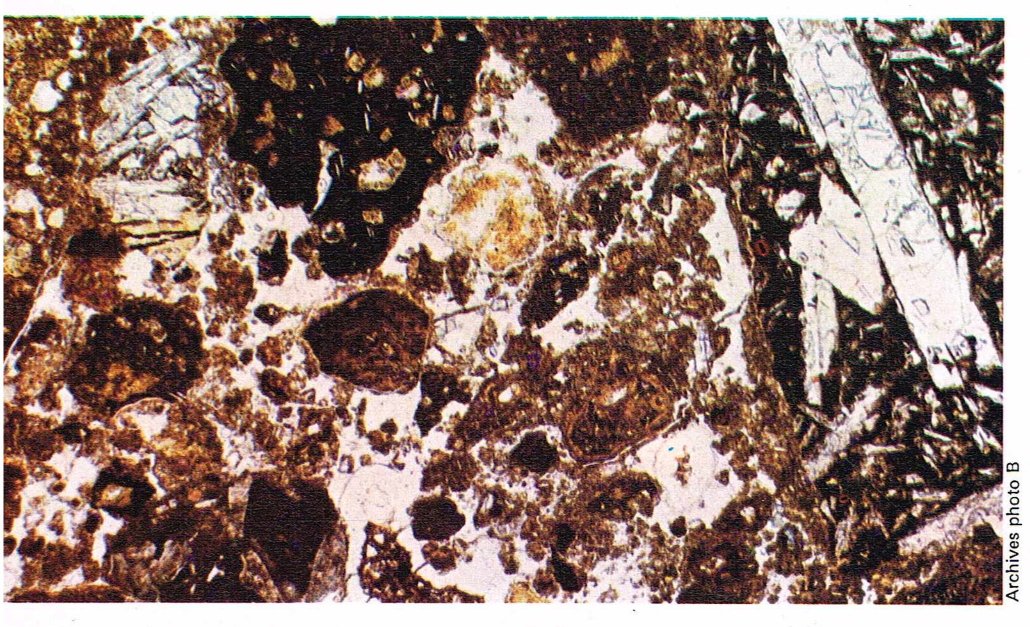
LES ROCHES PYROCLASTIQUES

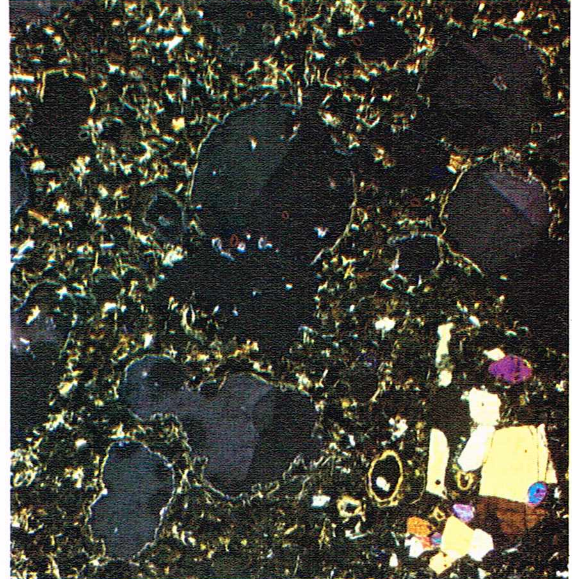
Les roches pyroclastiques sont le résultat de l'activité explosive des volcans. Le moteur de l'activité explosive résulte de l'énorme quantité de gaz magmatique, qui fracture et pulvérise aussi bien la lave fluide que les roches consolidées au voisinage de l'appareil volcanique. Les matériaux pyroclastiques se déposent en milieu subaérien ou subaquatique et sont souvent remaniés par les eaux météoriques (pluies), par les fleuves ou par les courants marins. Ces roches acquièrent de cette façon les caractères et les structures propres aux roches sédimentaires détritiques. En fonction des dimensions des fragments, on distingue les brèches et les agglomérats volcaniques (fragments supérieurs à 32 mm de diamètre), les tufs (de 32 à 0,25 mm) et les cendres volcaniques (moins de 0,25 mm).

Les **brèches volcaniques** sont composées de fragments anguleux de dimensions assez variables au sein du même dépôt, généralement formés par les débris de roches encaissantes de la cheminée volcanique, ou consolidées dans le magma dans des conditions intrusives. Elles étaient donc déjà à l'état solide au moment de la fragmentation. Les **agglomérats volcaniques** sont, par contre, formés par des fragments de lave qui étaient encore plastiques au moment de l'explosion volcanique et qui, retombant sur le sol, se sont modelés les uns sur les autres.

Les **brèches d'explosion** sont analogues aux brèches volcaniques par leur aspect, mais leur origine est différente. Elles sont constituées par des blocs énormes de roches fragmentés avant l'explosion, noyés dans un ciment formé par de très fins fragments de verre volcanique et de roches encaissantes. Les brèches d'explosion se présentent sous forme de corps colonnaires, ou « pipes », subverticaux, avec des conditions de gisement intrusives. Elles représentent le remplissage de cheminées éruptives le long desquelles s'est effectué le départ des gaz magmatiques. Dans certaines brèches d'explosion, les blocs ont été émoussés par le passage de grandes quantités de gaz volcaniques qui transportaient du matériel pyroclastique très fin. Ce phénomène de fluidification d'une masse détritique solide par un balayage de gaz a donné naissance à des **brèches** et **tufs intrusifs**, qui sont des roches pyroclastiques particulièrement hétérogènes du point de vue granulométrique et concordantes du point de vue des conditions de gisement.

Les **tufs volcaniques** proprement dits se sont déposés à la surface du globe, généralement par retombée de fragments qui résultent d'une explosion volcanique. On observe donc parmi les fragments une diminution de leur granulométrie lorsque l'on s'éloigne du centre éruptif.


Archives photo B


Archives photo B

▼ *A gauche,* **ignimbrite** *renfermant des enclaves de roche volcanique et montrant, en haut de la photographie, un début de stratification. A droite, un* **ignimbrite** *: la roche est formée essentiellement de phénocristaux de quartz (jaune pâle), de feldspaths, de fragments de ponce (verre bulleux) et d'esquilles de verre, en forme de biseaux, déformées et soudées les unes aux autres. Le verre est partiellement dévitrifié; on remarque de la séricite dans la mésostase (lame mince en nicols croisés).*

Les éléments composants des tufs peuvent être divisés en trois catégories.

— En premier lieu, les fragments de verre volcanique qui résultent de la pulvérisation du magma à l'état fluide. Ces débris, souvent allongés et filiformes ou en forme de gouttes par suite de leur trajet dans l'atmosphère, sont aussi appelés « cheveux de Pelée » car ils abondent dans les projections des volcans hawaiiens. Généralement, les fragments de verre sont très poreux par suite de la démixtion de la phase gazeuse dissoute dans le verre; les débris sont alors appelés « pierres ponces »; ils flottent et peuvent être amenés par les courants marins à de très grandes distances. Dans les tufs pulvérulents à grains fins, les fragments vitreux ont une morphologie caractéristique : il s'agit d'esquilles courbes (demi-lune) qui résultent de la pulvérisation de morceaux de ponce bulleuse.

— Le second composant des tufs est représenté par des minéraux intratelluriques parfaitement automorphes et libérés de la lave au moment de l'explosion volcanique. Ces minéraux sont souvent recouverts par une gaine de verre bulleux. Le Vésuve a émis des tufs caractérisés par la présence de cristaux d'augite et de néphéline; il existe aussi des tufs à plagioclases.

— En troisième lieu, les tufs sont constitués par des fragments de roches antérieures ou non à l'explosion volcanique.

En fonction de la quantité relative de l'un ou de l'autre de ces composants, on distingue les **tufs vitreux**, les **tufs à cristaux** et les **tufs lithoïdes**.


D. Fernandez

Archives photo B

La composition chimique des tufs est généralement analogue à celle des roches magmatiques auxquelles ils sont associés. Du point de vue quantitatif, les tufs correspondant aux roches acides sont beaucoup plus répandus : ils prennent naissance à partir de magmas plus visqueux, donc plus facilement sujets à des éruptions de type explosif. Les tufs de composition intermédiaire ou fémique existent aussi mais sont beaucoup plus rares.

Les tufs volcaniques subissent des changements importants au cours de la diagenèse, notamment de composition chimique. De nombreux tufs fins déposés en milieu marin sur des surfaces très vastes, et constitués essentiellement par des fragments vitreux, se transforment en minéraux phylliteux, notamment en minéraux de la famille des montmorillonites. C'est ainsi que prennent naissance les **bentonites,** qui sont des argiles très recherchées pour leurs applications industrielles (boues de forages, etc.). Les fragments de verre d'autres tufs vont libérer de la silice colloïdale, provoquant ainsi une cimentation (silicification) importante de la roche; ensuite, cette silice cristallisera sous forme de quartz microcristallin ou sous forme de cristaux authigènes. On attribue une origine semblable à de très anciennes roches caractéristiques du Précambrien de nombreuses régions, notamment de Scandinavie, et qui sont appelées **halleflints.**

L'activité hydrothermale et pneumatolytique peut provoquer le dépôt d'opale ou calcédoine et de calcite dans les zones vacuolaires des tufs et transformer certains minéraux volcaniques (ferromagnésiens) et le verre en chlorite.

Les **cendres volcaniques** les plus fines peuvent être transportées par le vent à des distances considérables et rester en suspension très longtemps. Ainsi, les cendres du Krakatoa se sont élevées jusqu'à 15 km de haut et les poussières les plus fines ont été satellisées et ont effectué plusieurs fois le tour du globe; elles ont même été observées à plusieurs reprises en France. En retombant, ces cendres recouvrent de vastes zones mais sur des épaisseurs assez faibles.

Les **ignimbrites** (pluie de feu) sont des roches semblables aux roches effusives mais résultent d'un phénomène intermédiaire entre celui qui donne naissance aux laves et les processus explosifs qui engendrent les tufs. Les ignimbrites ont une composition acide généralement assez marquée, composition chimique de type rhyolitique pouvant atteindre les termes andésitiques en passant par les dacites. Ces roches couvrent de vastes régions et atteignent parfois des épaisseurs considérables. Les laves acides très visqueuses ne peuvent assumer de telles conditions de gisement que par un processus physique semblable à celui qui donne naissance aux nuées ardentes. Le magma fondu est pulvérisé par la brusque démixtion de la phase gazeuse originellement dissoute dans le bain fondu. Les fragments de lave encore incandescents forment une suspension solide dans le milieu transporteur gazeux, les gaz continuant à s'échapper de chaque

fragment. Cette masse incandescente dévale rapidement les pentes du volcan pour former une strate de tufs, dont les fragments encore plastiques peuvent se souder les uns aux autres et mimer ainsi la structure d'une roche effusive. Un processus analogue, bien que moins spectaculaire et moins violent, peut être à l'origine de très grandes coulées rhyolitiques et acides, lesquelles proviendraient de laves rendues moins visqueuses par la démixtion continuelle des gaz pendant l'éruption. Ces phénomènes peuvent aussi se produire sous une couche d'eau. La plupart des rhyolites permiennes de France (Estérel, Vosges) sont actuellement considérées comme d'anciennes ignimbrites; il en va de même pour les paléolaves du Massif armoricain. La seule éruption ignimbritique acide connue a eu lieu au Katmaï (Alaska) en 1912 : en quelques heures, la couche d'ignimbrites a rempli la vallée de l'Urak sur plus de 20 km de long et 4 km de large et a formé une épaisseur dépassant 100 m.

Les magmas primaires et les processus de différenciation magmatique

La diversité des compositions minéralogique et chimique des roches magmatiques est atténuée par les rapports existant entre les différents types d'associations. En effet, dans chaque région du globe où l'on rencontre des roches ignées, intrusives et effusives (formées pendant un laps de temps identique, même très long, correspondant à une même activité magmatique), celles-ci possèdent certains caractères de composition chimique communs aux différents types pétrographiques. Ces roches constituent donc une association pétrographique, et l'on peut penser qu'elles dérivent d'un seul magma générateur.

Les chercheurs pensent que le magma granitique et le magma basaltique représentent les deux seuls types de magmas primaires. La genèse de roches ignées de composition différente de celle des granites et des basaltes est expliquée par le biais des processus de différenciation à partir des magmas primaires qui auraient donné naissance à des magmas dérivés (de composition chimique différente) ou bien qui résulteraient de l'accumulation de minéraux cristallisés à partir du magma primaire.

Le magma granitique et le magma basaltique sont considérés comme primaires car ils existeraient dans les profondeurs depuis les premiers temps de l'origine de la Terre. En effet, les granites au sens large et les basaltes constituent respectivement les roches intrusives et les roches effusives de loin les plus abondantes : le rapport quantitatif entre les granites et les gabbros est de 20 à 1, alors qu'entre les rhyolites et les basaltes il est de 1 à 50.

Les basaltes montrent dans les différentes régions de la Terre une grande analogie de composition chimique même s'ils se sont épanchés au cours d'époques différentes. La différence des compositions chimiques des basaltes tholéitiques et des basaltes à olivine ne correspond vraisemblablement pas à une substantielle diversité du magma primaire dans des zones différentes : en effet, les deux types se trouvent souvent associés et l'on connaît tous les termes de passage entre les deux.

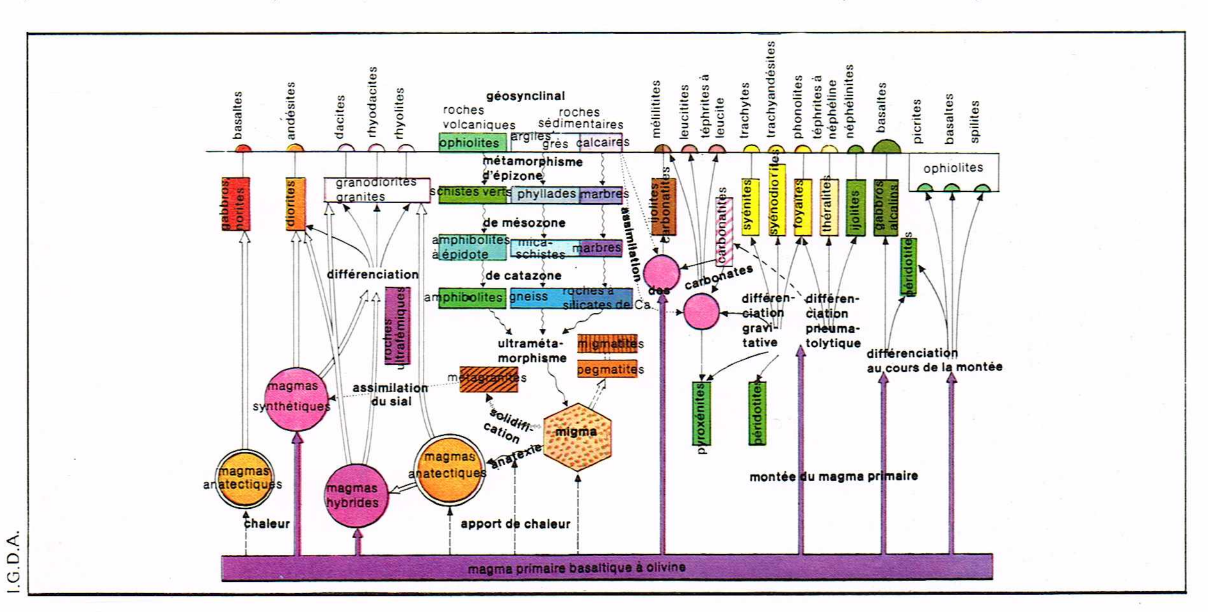
Pour cette raison, la majorité des chercheurs suppose l'existence, juste au-dessous de la croûte sialique, constituée essentiellement par des roches cristallines de composition granitique, d'un « niveau basaltique » à l'état cristallin ou fondu, caractérisé par une viscosité très élevée et par une composition chimique assez homogène. La limite entre le *sial* et le *sima* se situerait à une profondeur variable, généralement voisine de 30 km sous les continents et beaucoup moins profonde sous les océans, où, par endroits, le sial manquerait.

— Aux différentes époques géologiques, le niveau basaltique aurait donné naissance à des réservoirs magmatiques par suite de la fusion partielle de certains foyers magmatiques profonds. La fusion de ces niveaux résulterait soit d'une augmentation locale du degré géothermique, soit de déformations tectoniques liées à des phénomènes orogéniques, soit encore, par suite de la radioactivité, des niveaux sialiques sus-jacents. A partir de ces foyers, le magma basaltique remonte le long des fractures de la croûte terrestre, surtout du fait de la diminution de pression et donc de la diminution de densité du magma même. Ce magma vient s'épancher en surface sous forme de coulées. Il cristallise en partie dans les fractures, sous forme d'essaims de filons subverticaux de dolérite que l'on rencontre généralement sous les coulées de basaltes. Le magma basaltique peut aussi cristalliser sous forme de filons concordants ou de corps intrusifs de dimensions importantes qui donnent naissance à des roches de composition gabbroïque volumétriquement subordonnées aux basaltes. La prédominance des basaltes tholéitiques sur les continents peut s'expliquer par une assimilation partielle des roches sialiques traversées par le magma.

Le magma primaire granitique dériverait de la fusion totale ou partielle de matériel sialique, qui cristallise ensuite sur place ou bien par intrusion dans les roches sus-jacentes. Dans les temps les plus lointains de l'histoire de la Terre, c'est-à-dire au Précambrien, se formèrent, par une fusion généralisée et par la recristallisation des roches sialiques, de très grandes quantités de granites et de migmatites à la faveur d'un gradient géothermique beaucoup plus élevé que le gradient actuel. Ces roches occupèrent alors de très vastes surfaces. Au contraire, les roches granitiques formées depuis le Paléozoïque se placèrent dans d'étroites bandes orogéniques. Dans ces zones, les phénomènes de plissement et de subsidence ont porté des lambeaux de la croûte terrestre à des niveaux profonds, où la température élevée en a provoqué la fusion partielle.

A partir du magma basaltique, tholéitique ou à olivine, ainsi que du magma granitique, les processus de différenciation magmatique, qui diffèrent en fonction de l'environnement géotectonique dans lequel le magma a progressivement cristallisé, aboutissent à la formation de magmas de compositions différentes ou bien à des cumulats de cristaux qui se sont séparés successivement

◀ ***Page ci-contre, en haut, à gauche,* tuf basaltique : *dans les espaces entre les esquilles de verre basaltique et dans les petites cavités du verre, on observe des minéraux de la famille des zéolites (lame mince en nicols presque croisés). A droite,* tuf palagonitique : *les zéolites remplissent de petites cavités; dans la mésostase vitreuse, on reconnaît de petits microlites et quelques cristaux isolés d'olivine très colorés (lame mince en nicols croisés).***



◀ ***Schéma théorique montrant les rapports possibles entre les principaux groupements de roches ignées et métamorphiques (d'après Rittmann).***













I.G.D.A.

du bain fondu. Tous les types de roches ignées appartenant à la série calco-alcaline ou à la série alcaline peuvent provenir, selon différentes lignées, de la cristallisation fractionnée du magma basaltique ; les magmas granitiques évoluent vers des termes de différenciation plus alcalins que le magma originel.

Il faut signaler, de plus, la formation de *magmas hybrides* par le mélange de deux magmas primaires distincts ou de deux fractions du même magma primaire à différents stades de différenciation, ou bien encore par des processus d'assimilation des roches encaissantes. Le magma andésitique est généralement considéré comme un magma hybride, formé selon l'un des processus signalés ci-dessus. Toutefois, certains chercheurs considèrent que ce magma primaire serait formé par une fusion très poussée (anatexie) de roches car elle s'effectuerait à une température supérieure à la température de genèse du magma granitique.

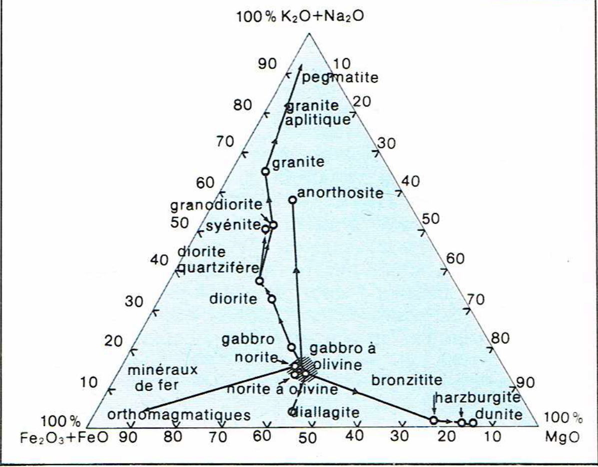
Les géologues ne s'accordent pas complètement sur les caractères des différents processus de **différenciation magmatique** et sur leurs rapports réciproques. La difficulté tient au fait que les processus pétrogénétiques peuvent être déduits uniquement de l'interprétation des caractères pétrographiques des roches constituant une association. Les processus théoriques de différenciation magmatique peuvent appartenir à deux types : ceux que l'on suppose s'être développés dans le magma fondu à l'état liquide et ceux qui sont liés aux différentes phases de la cristallisation. Une différenciation de la composition chimique du magma encore à l'état liquide peut résulter de *différences de température* entre les différentes parties du réservoir magmatique. Notamment, on constate, par suite d'une plus rapide déperdition de température, une température plus faible dans les niveaux supérieurs du réservoir magmatique. Ce phénomène pourrait provoquer une migration des éléments qui constituent les minéraux ferromagnésiens vers ces zones bordières, ce qui expliquerait les différenciations fémiques parfois existantes aux bordures des massifs intrusifs. Selon d'autres auteurs, les différences de poids atomique entre les éléments chimiques pourraient produire une chute des groupements ioniques plus lourds vers les parties les plus basses du réservoir magmatique. L'efficacité de ces processus est toutefois généralement contestée à cause des vitesses de migrations ioniques très réduites, notamment en raison de la viscosité élevée du magma. Les différenciations ferromagnésiennes des bordures de certains corps intrusifs granitiques sont expliquées par certains auteurs par la théorie des fronts métasomatiques.

Une autre hypothèse de processus de différenciation magmatique à l'état liquide, également contestée par la plupart des chercheurs, est fondée sur la possibilité théorique de l'immiscibilité de deux phases liquides de composition différente, miscibles entre elles à température élevée et immiscibles à basse température. Des études de laboratoire ont montré que les différents composants du magma sont complètement miscibles entre eux aux températures auxquelles se trouvent les magmas. Les défenseurs de cette théorie apportent comme preuve l'exemple des roches intrusives à structure orbiculaire qui pourraient résulter d'un début d'immiscibilité de deux phases liquides du magma, suivi par la cristallisation avant même que les deux phases liquides puissent constituer deux niveaux distincts dans le réservoir magmatique. Une immiscibilité à l'état liquide doit en effet commencer, comme une cristallisation, par un grand nombre de germes dans lesquels se concentre une des deux phases. A l'appui de cette hypothèse, on peut signaler l'existence de certaines laves basaltiques présentant des concentrations de calcédoine et de silicates de fer, interprétées comme des cristallisations de noyaux différenciés, plus riches en silice et en fer par rapport au magma originel.

Selon une autre interprétation, ces corps orbiculaires résulteraient du remplissage secondaire de cavités amygdalaires des laves basaltiques. Un processus de démixtion à l'état liquide est probablement responsable de certaines concentrations de sulfures parfois présents dans les roches intrusives ferromagnésiennes.

Le *transfert gazeux* constitue le troisième et dernier type de différenciation dans un magma qui se trouve, à l'état liquide, en présence d'une phase gazeuse se séparant de ce même magma. Cette phase peut se déplacer très facilement ; elle monte vers les parties hautes des réservoirs magmatiques sous forme d'un essaim de petites bulles formées essentiellement de vapeur d'eau et d'anhydride carbonique. La phase volatile véhiculerait certains éléments ou groupements ioniques, généralement peu mobiles, qui seraient transportés dans les niveaux supérieurs des réservoirs. Les études des propriétés physiques des magmas au cours de leur consolidation ont démontré que la démixtion de la phase gazeuse ne s'effectue pas au stade orthomagmatique, lorsque le magma est encore essentiellement à l'état liquide et que le réservoir magmatique ne communique pas encore avec la surface. La démixtion est possible uniquement lorsque la plus grande partie du magma est déjà cristallisée et que les constituants volatils sont confinés dans un volume de liquide nettement inférieur en liquide originel (phénomène du second point d'ébullition), ou bien lorsque la pression diminue par suite de la communication qui s'établit avec la surface à travers une ou plusieurs cheminées volcaniques. Ce processus peut donc être efficace dans la différenciation des roches effusives et subvolcaniques.

Toutefois, on pense que le facteur le plus important de la différenciation des magmas est le processus de *cristallisation fractionnée,* qui résulte de la séparation des minéraux les uns après les autres selon un ordre déterminé. Des roches de composition minéralogique différente pourraient résulter, par l'accumulation de minéraux formés au cours des différents stades, de la consolidation d'un même magma. Ce fait est particulièrement net dans le cas des complexes intrusifs basiques formés par des stades et des niveaux de minéraux qui se sont séparés à des moments différents, à partir d'un magma de type gabbro, et se sont accumulés au fond de la chambre magmatique. Inversement, on suppose que les minéraux les plus légers, qui se séparent en dernier lieu du magma, pourraient s'accumuler dans les parties hautes du magma et donner naissance à des roches de type anorthosique, formées essentiellement de plagioclases se séparant à partir d'un magma gabbroïque, ou bien à des roches de type leucitique concentrées à partir d'un magma basaltique alcalin.



I.G.D.A.

▶ ***Principales lignées « trends » de différenciation magmatique des roches de la série calco-alcaline à partir d'un magma de type basaltique à olivine. Dans le diagramme triangulaire, on considère uniquement la teneur en fer ferrique et ferreux, la teneur en magnésium et la somme des éléments alcalins des roches (d'après Daly et Schneiderhöhn).***

La concentration des minéraux moins denses vers le haut du réservoir peut être favorisée par la démixtion de la phase gazeuse, qui s'effectue parfois en même temps que les éruptions volcaniques de type explosif.

Un autre facteur de la différenciation magmatique est l'*expulsion* du liquide magmatique résiduel qui reste entre les interstices de la phase déjà cristallisée. Cette expulsion peut résulter de l'action de contraintes de caractère tectonique ; inversement, une diminution locale de la pression peut aboutir à la concentration du liquide résiduel différencié entre certaines parties de la roche cristalline presque totalement cristallisée par suite d'un mécanisme d'*auto-intrusion*.

La composition initiale d'un magma peut également changer par suite de l'**assimilation** de roches encaissantes. Une telle contamination du magma donne naissance à des roches contenant des minéraux différents de ceux contenus dans les roches qui proviennent du même magma non contaminé ; elle peut aussi provoquer un changement de la composition des minéraux appartenant

à des séries isomorphes (par exemple, les plagioclases) ou bien encore changer les proportions des différents minéraux.

Le *magma basaltique* peut assimiler des roches de composition granitique, car la température de fusion de l'eutectique quartz-feldspaths alcalins est sensiblement inférieure à la température du magma basaltique. Les températures de certaines laves basaltiques et andésitiques ont été mesurées pendant l'éruption : elles sont comprises entre 900 °C et 1 100 °C, et peuvent arriver à des degrés plus élevés (jusqu'à 1 350 °C) pour des laves basaltiques assez riches en gaz en cours d'oxydation. Dans des conditions intrusives, les températures des magmas basaltiques sont probablement un peu moins élevées. Le processus d'assimilation provoque une variation de la composition du magma basaltique et aboutit à la cristallisation de roches de composition intermédiaire, comme les diorites et les andésites. Lorsque ce processus d'assimilation n'est pas porté à terme, dans le cas de xénolites granitiques inclus dans des roches de type gabbroïque par exemple, on observe que la diminution locale de température du magma (provoquée par la fusion partielle du corps étranger) a engendré la cristallisation de petites aiguilles de pyroxène qui forment une sorte de couronne autour du xénolite ou du xénocristal du minéral sialique (auréoles réactionnelles).

Le magma basaltique peut aussi assimiler des roches sédimentaires qui diffèrent très peu, par leur composition chimique, des roches ignées acides. C'est le cas, par exemple, de certains grès arkosiques. Si, au contraire, la roche sédimentaire ou métamorphique assimilée a une composition chimique très différente de celle des roches ignées acides, l'assimilation s'effectue selon d'autres lignées. Les roches très riches en alumine (argiles, schistes argileux, etc.) sont rapidement dépourvues du composant quartzo-feldspathique, qui se dissout le premier dans le magma. Ces roches sont transformées en enclaves xénolitiques riches en alumine résiduelle, laquelle apparaît dans des minéraux caractéristiques du thermométamorphisme, comme le corindon, l'andalousite, etc. Si l'assimilation est plus poussée, l'excès d'alumine peut être incorporé par le magma basaltique à partir duquel vont se séparer des minéraux très riches en alumine. C'est le cas, par exemple, de termes riches en anorthite de la série isomorphe des plagioclases et aussi de minéraux généralement absents dans les laves, comme la cordiérite (alumino-silicate de fer et de magnésium).

Si le magma basaltique vient au contact des roches calcaires et les digère, des silicates riches en calcium se séparent dans le nouveau magma, avec, en outre, du fer et du magnésium comme les pyroxènes de type diopside. Ce processus de cristallisation aboutit à un appauvrissement en silice du magma se traduisant par l'apparition de roches sous-saturées à feldspathoïdes.

Le magma basaltique assimile difficilement les roches à teneur élevée en silice, telles certaines quartzites constituées presque uniquement de quartz. La température élevée de fusion du quartz pur (plus de 1 700 °C) est responsable de cette difficulté. C'est pour cette raison que l'on rencontre souvent dans les roches basaltiques des xénolites quartzeux, qui peuvent aussi représenter des résidus ayant échappé à la fusion et à l'assimilation de la fraction « granitique » du xénolite. Toutefois, on pense que la fusion des xénolites quartzeux est rendue possible par le rôle de fondant que jouent certaines substances chimiques (vapeur d'eau, éléments alcalins, etc.) : ce type d'assimilation est suivi par la cristallisation de pyroxènes orthorhombiques plus riches en silice que l'olivine.

Les phénomènes d'assimilation liés aux magmas de type granitique sont différents en raison de la température beaucoup plus basse de ce magma par rapport au magma basaltique. On peut déduire la température de formation de certains minéraux considérés comme des *thermomètres géologiques*. Par exemple, le quartz des rhyolites est cristallisé originellement dans sa forme β : le magma rhyolitique devait donc se trouver à des températures supérieures à 573 °C ; par contre, le quartz des pegmatites ou de certains granites se présente sous la forme α : le magma avait donc une température inférieure à 573 °C (voir *Composition minéralogique*). Certains types de biotite (mica noir) se décomposent au-dessus de 800 °C (la biotite est un des premiers minéraux cristallisant dans les granites), alors que la muscovite (mica blanc) ne cristallise pas au-dessus de 700 °C. En se basant sur des considérations de cet ordre ainsi que sur d'autres arguments, tels que l'influence des constituants volatils, on estime que la température de formation des magmas granitiques, indépendamment de leur origine, est comprise entre 600 °C et 700 °C. Pour cette raison, les roches de composition chimique très différente de celle des granites, comme les roches basiques ou intermédiaires ou encore comme certaines roches sédimentaires et métamorphiques, ne peuvent être assimilées par les magmas de type granitique. L'assimilation, dans ce cas, se traduit par un échange d'éléments, donc par un phénomène de métasomatisme, entre l'inclusion se trouvant à l'état solide et le magma granitique qui l'entoure. A la fin de cet échange, l'inclusion montre une composition chimique assez analogue à celle du granite, car les minéraux ferromagnésiens qui la composaient originellement se sont transformés dans les termes de la suite de Bowen correspondant à des températures plus basses. Ces transformations sont rendues possibles grâce à la présence de teneurs très élevées en éléments volatils qui facilitent les échanges élémentaires et ioniques, notamment au niveau des joints intergranulaires. Pour cette raison, les phénomènes signalés sont plus nets et mieux exprimés sur les bordures des intrusions granitiques où se concentrent les éléments volatils au cours des derniers stades de cristallisation. En effet, le minéral le plus caractéristique que l'on rencontre dans les xénolites en cours d'assimilation est la biotite. Ce minéral, caractérisé par la présence d'oxhydryles (OH^-), peut résulter de la transformation de minéraux ferromagnésiens occupant des places plus élevées dans la série réactionnelle de Bowen, comme les amphiboles et surtout les pyroxènes.

Si l'assimilation n'a pas été totale, les roches ignées basiques sont transformées en enclaves de composition dioritique ; parallèlement, la composition de la roche granitique change à proximité des enclaves. Le granite s'enrichit en minéraux provenant de la désagrégation du xénolite (biotite), ou bien en minéraux calciques (le



C. Bevilacqua

◀ Enclave basique de couleur sombre partiellement assimilée par une syénite de couleur claire (Biella, Italie).

◀ Page ci-contre, en marge, exemple de différenciation dans un filon couche de dolérite : dans sa partie inférieure sont concentrés des minéraux ferromagnésiens (olivine), alors que dans la partie supérieure les plagioclases sont prédominants (New Jersey, U.S.A.) [d'après Walker].

calcium provenant du xénolite par migration ionique, par exemple, à partir de l'amphibole hornblende), et s'appauvrit en même temps en potassium provenant de l'orthose, potassium qui va migrer dans le xénolite et participer à la cristallisation de biotite. Au contact des roches sédimentaires argileuses et calcaires, le magma granitique s'enrichit respectivement en alumine et en chaux ; à partir de ce magma se déposent donc des minéraux riches en ces deux oxydes, comme la cordiérite et les grenats, voire la biotite dans le premier cas, des pyroxènes (diopside), des amphiboles calciques (hornblende), du sphène et des plagioclases calciques dans le second cas. Les enclaves partiellement assimilées sont transformées en roches thermométamorphiques caractérisées par des aluminosilicates et des silicates de calcium. Au contact des roches granitiques, les calcaires peuvent être transformés en roches métasomatiques formées essentiellement par des amphiboles et du plagioclase calcique, tandis que le granite acquiert une composition dioritique, voire granodioritique. Dans certains cas, l'appauvrissement en silice du magma granitique par suite, notamment, d'une cristallisation précoce de silicates de calcium peut provoquer la formation de syénites normales ou à feldspathoïdes.

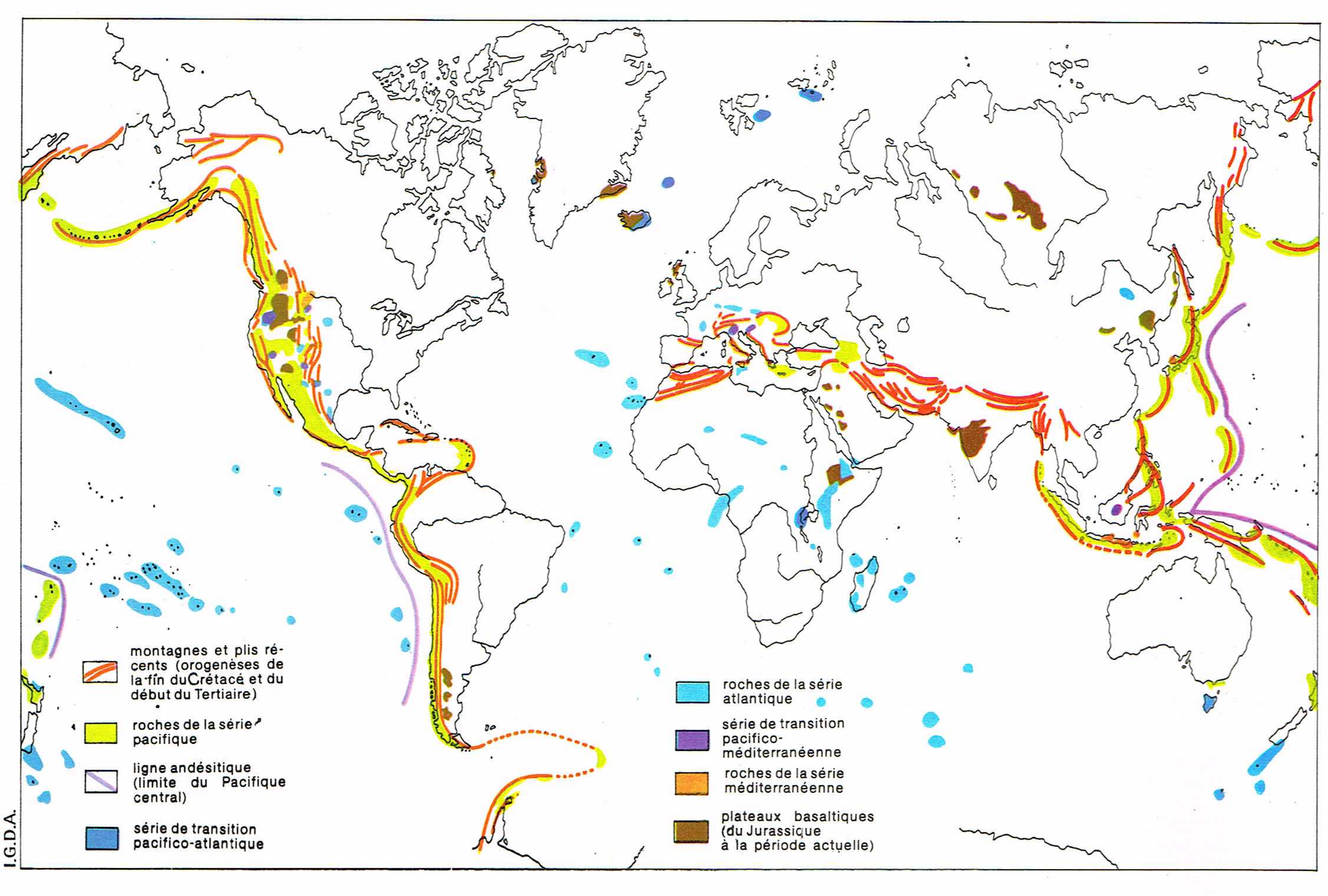
Les associations de roches ignées et les provinces magmatiques

Les roches ignées, intrusives ou effusives, localisées dans une même région et formées au cours d'une période géologique bien déterminée, présentent habituellement certains caractères communs (compositions chimique et minéralogique) laissant supposer qu'elles dérivent d'un même magma primaire par des processus de différenciation magmatique. En effet, les compositions minéralogique et chimique des roches qui composent ces séries varient de manière progressive. La série des roches alcalines et la série calco-alcaline constituent les deux principaux groupements de séries de roches individualisables, la région dans laquelle se situe une série de roches prenant le nom de *province pétrographique*.

La *série alcaline* est caractérisée par des roches très riches en éléments alcalins (sodium et potassium) et pauvres en calcium, notamment les termes riches en silice dans lesquels les plagioclases sont subordonnés aux feldspaths alcalins et aux feldspathoïdes (qui sont les aluminosilicates caractéristiques de ces séries). Lorsque les éléments alcalins sont abondants et que la silice et l'alumine font défaut, on constate l'apparition de minéraux colorés sodiques (pyroxènes et amphiboles comme l'ægyrine, l'arfvedsonite, la riébeckite) ou de feldspathoïdes absents dans la série calco-alcaline.

Les roches de la *série calco-alcaline* sont caractérisées par la prédominance du calcium par rapport aux éléments alcalins dans les termes intermédiaires et basiques ; dans les roches ultrabasiques, la quantité de calcium décroît. Le minéral caractéristique de la série calco-alcaline est le plagioclase de plus en plus riche en calcium lorsque l'on se déplace vers les termes basiques ; il est absent uniquement dans les séries ultrabasiques.

Les roches de la série alcaline sont situées surtout dans la bordure des continents baignés par l'océan Atlantique, tandis que la série calco-alcaline serait caractéristique de la bordure de l'océan Pacifique : d'où les noms de *série atlantique* et *série pacifique* pour ces deux associations de roches. D'autres chercheurs ont distingué une *série alcaline sodique de type atlantique* et une *série alcaline potassique méditerranéenne* par opposition à la série pacifique calco-alcaline. L'accroissement des connaissances acquises sur le terrain ainsi qu'au laboratoire tend à montrer que si dans les grandes lignes on peut reconnaître la prédominance de roches à tendance alcaline ou calco-alcaline dans les régions signalées, il y a toutefois une transition continue entre les termes de l'une et l'autre série. De plus, on a reconnu que les termes de la série alcaline et calco-alcaline sont associés dans une même province géographique et qu'ils se sont formés au cours d'un même cycle magmatique. Actuellement, on a tendance à penser que les associations magmatiques dépendent des caractères géotectoniques de la province où elles sont situées. Il se dessine ainsi un rapport entre la structure générale de la croûte terrestre ainsi que le



▼ *Distribution géographique des principales provinces pétrographiques des roches ignées (d'après Rittmann).*

type de la formation qu'elle a subie dans une région pendant un certain laps de temps d'une part, et l'association de roches ignées formées au cours de la même période d'autre part.

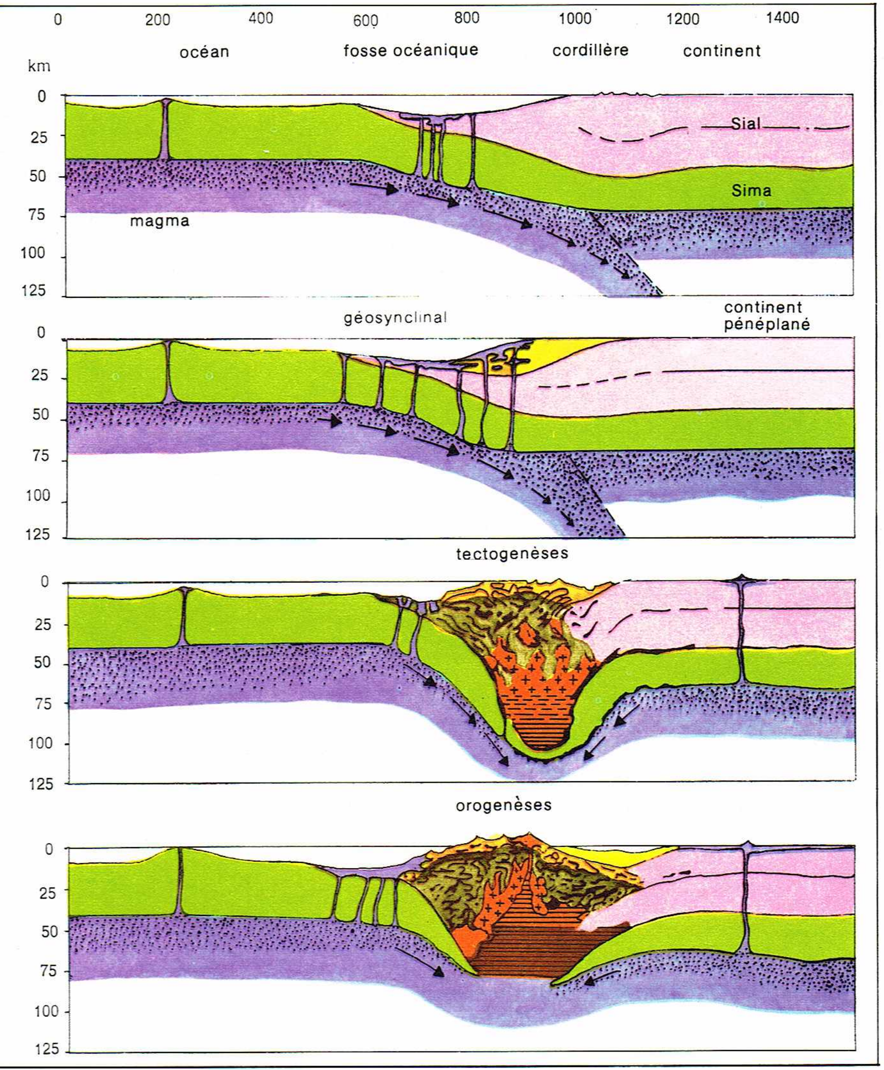
Les principales associations lithologiques qu'il est possible d'individualiser à l'aide de ce critère sont formées par des roches intrusives et effusives, généralement avec prédominance de l'un ou de l'autre groupe, et consolidées au cours du même cycle magmatique. On a, de cette façon, décrit les associations essentiellement effusives des basaltes alcalins, ou basaltes à olivine, des roches à leucites qui dérivent vraisemblablement de ces derniers, l'association des basaltes tholéitiques, ainsi que les associations intrusives des roches granitiques, des roches syénitiques d'origine métasomatique et des roches basiques et ultrabasiques.

Des associations lithologiques différentes mais présentant d'évidents rapports réciproques caractérisent les régions orogéniques, c'est-à-dire des bandes étroites et allongées de la croûte terrestre sujettes à un enfoncement prolongé *(géosynclinaux)*. Dans ces régions s'accumulent, en milieu marin, de puissantes séries de sédiments clastiques (flysch) qui vont se disloquer et se plisser ; enfin l'ensemble se trouvera soulevé et viendra former une chaîne de montagnes (orogenèse). Chaque phase du cycle orogénique s'accompagne de phénomènes magmatiques intrusifs et effusifs. L'orogenèse et la magmatologie se trouvent donc intimement liées.

Parallèlement au dépôt de sédiments clastiques qui constituent le remplissage du géosynclinal, ou du moins dans les étapes les plus tardives, lorsque le degré de remplissage est très important, on remarque dans de très nombreuses structures géosynclinales l'épanchement de roches spilitiques et de kératophyres. Parfois, dans les mêmes régions, on rencontre des basaltes normaux et des rhyolites ; ce sont les « coulées en oreiller » déjà signalées, dont l'aspect en boule est attribué à l'épanchement sous-marin des coulées. Le magma spilitique dérive directement du magma basaltique de type alcalin. Il n'est pas nécessaire pour l'expliquer de faire intervenir une fusion sélective au niveau du *sima* à composition chimique particulière, selon une ligne de différenciation qui aboutit à la formation des mugéarites (basaltes à oligoclase souvent associés aux basaltes à olivine des zones océaniques). Par contre, les phénomènes de contamination par des sédiments saturés en eau de mer sont très importants. Pendant ou immédiatement après l'effusion des spilites et des roches qui les accompagnent (roches vertes au sens large), prennent naissance dans les séries sédimentaires des roches intrusives ultrabasiques (péridotites). Ces roches, par suite de phénomènes de type autométasomatique, sont transformées en serpentines. Certains auteurs pensent que les péridotites pourraient représenter un produit de différenciation du magma basaltique alcalin, complémentaire des roches spilitiques. Les roches basiques et ultrabasiques intrusives et effusives qui se mettent en place au cours de la phase préorogénique subissent ensuite les effets du métamorphisme provoqué par les dislocations se produisant au cours de la phase principale de l'orogenèse. Ces roches sont alors transformées en roches métamorphiques caractérisées par la présence de minéraux comme les plagioclases, les amphiboles, l'épidote et la chlorite. Cet ensemble de roches ignées et métamorphiques prend le nom de *roches vertes* ou, encore plus couramment, d'*ophiolites*. Les ophiolites se rencontrent dans la zone du géosynclinal où l'épaisseur des sédiments accumulés est maximale, ce qui est probablement lié au fait que le magma basique et ultrabasique pouvait atteindre par le biais de fractures uniquement les parties du géosynclinal soumises à une subsidence très intense.

Lorsque le fossé géosynclinal a atteint son degré maximal de remplissage par les sédiments, par les coulées de laves sous-marines et par les intrusions ultrabasiques, les processus de plissement et de métamorphisme deviennent prédominants. Le substratum cristallin, au cours du phénomène de subsidence, se trouve porté à des profondeurs telles que la température élevée de ces zones en provoque la fusion partielle. C'est ainsi que prend naissance un magma formé par des minéraux ferromagnésiens résiduels et par un liquide interstitiel de composition granitique correspondant au minimum du système eutectique quartz-orthose-albite. La texture cristalline qui constitue le résidu de fusion va être soumise et va résister à la *pression hydrostatique* (poids de la colonne sédimentaire et des roches cristallines sus-jacentes à la zone soumise à la fusion partielle) ainsi qu'aux contraintes orientées résultant des forces tangentielles qui provoquent le plissement tectonique et le métamorphisme. Lorsque la quantité de liquide interstitiel augmente ou que les contraintes tangentielles provoquent la rupture du bâti cristallin, le liquide magmatique va être soumis à la pression due à la charge et aux contraintes tangentielles.

L'affaiblissement soudain du substratum partiellement fondu d'une structure géosynclinale peut être à la base du commencement de l'activité magmatique de type intrusif et du plissement des séries qui remplissent la fosse géosynclinale. Le fluide granitique est pressé et éjecté du bâti cristallin représenté par les minéraux non fondus ; il s'injecte alors de manière concordante dans les surfaces structurales de moindre pression, c'est-à-dire le long des surfaces de schistosité et de stratification des roches sus-jacentes plissées. C'est de cette manière que se forment les migmatites. Par la suite, celles-ci peuvent être soumises à une fusion encore plus poussée ; en effet, la quantité de liquide granitique augmente par suite de l'abaissement du minimum thermique de l'eutectique quartzo-feldspathique. Cet abaissement est provoqué en partie par la diminution de la pression hydrostatique due aux plissements des séries sus-jacentes et, surtout, par l'introduction dans le système d'eau provenant en grande partie des séries sédimentaires du géosynclinal. Ce phénomène est à l'origine des massifs granitiques intrusifs qui recoupent à l'emporte-pièce les séries géologiques traversées un peu comme les diapyrs salins. Ces granites sont aussi appelés tardi-tectoniques par opposition aux granites syntectoniques, qui sont, pour leur part, concordants avec les séries géologiques encaissantes.



▲ ***Différentes phases d'un cycle magmatique en rapport avec l'orogenèse. Dans les premières phases du cycle orogénique, le magma basaltique, qui provient des niveaux situés sous la croûte terrestre (violet), remonte le long des fractures, s'épanche sur le fond océanique et fait intrusion dans les sédiments qui remplissent la fosse géosynclinale. Pendant la phase de plissement de roches qui occupent le géosynclinal, et qui s'accompagne d'autre part de phénomènes métamorphiques dans les niveaux plus profonds, la fusion sélective des différentes roches donne naissance à un migma (rouge avec petites croix). Par la suite, peuvent se former des magmas hybrides par contamination entre un magma basaltique et un magma anatectique ; des manifestations volcaniques ont lieu dans la zone bordière de la chaîne de montagnes soulevée (d'après Rittmann).***

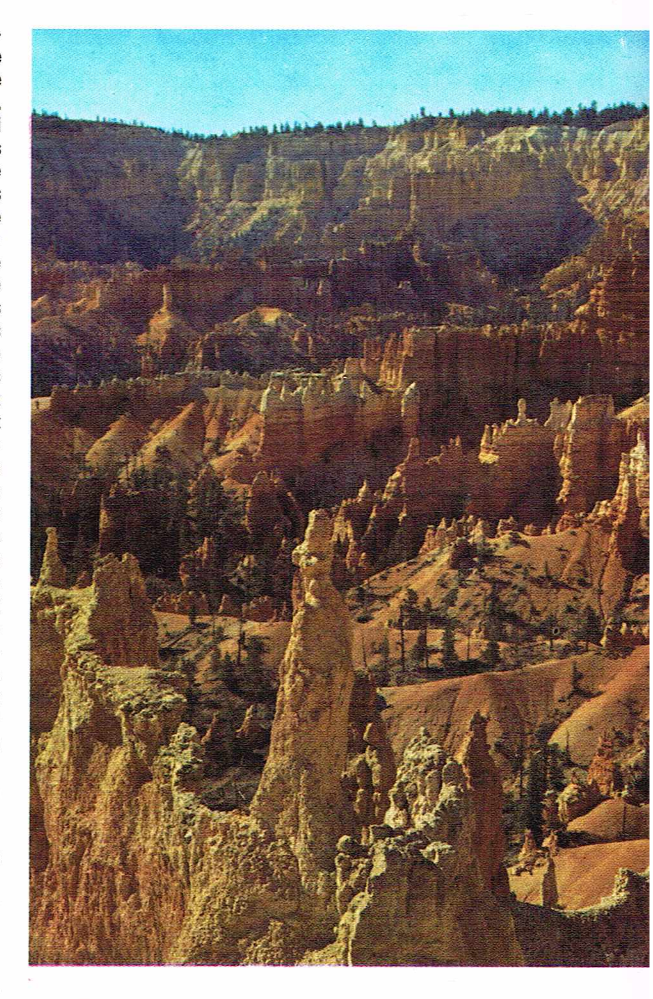
▶ *Au centre, les forces tectoniques et les éruptions volcaniques édifient le relief sur lequel s'exerce l'érosion ; ici, dans le parc national de Bryce Canyon (Utah) la désagrégation a façonné sur la structure tabulaire du haut plateau un modelé de formes singulières (tours et pinacles) au pied desquelles s'accumulent les débris; les différentes couleurs sont dues à l'action de l'altération chimique sur les diverses formations rocheuses.*

La dernière phase magmatique, liée à un cycle orogénique, est séparée de la précédente phase magmatique par une longue période de temps pendant laquelle débute le démantèlement par l'érosion de la chaîne de montagnes. Pendant cette phase, dite post-tectonique, les laves qui s'épanchent ont une composition variable, mais dans l'ensemble essentiellement andésitique. Les séries de roches de type effusif avec une prédominance des termes andésitiques se placent préférentiellement en bordure de l'océan Pacifique car cette zone bordière des continents est soumise à des plissements intenses de la croûte terrestre (montagnes Rocheuses, Andes, archipels de l'Asie orientale, etc.). On trouve, associés aux roches andésitiques, des basaltes et des roches plus acides mais qui appartiennent toujours à la série calco-alcaline, comme les dacites et les rhyolites. Les basaltes postorogéniques ont des compositions chimique et minéralogique assez proches de celles des basaltes à olivine. Ils en diffèrent toutefois, notamment parce qu'ils sont assez riches en plagioclase calcique; d'où, aussi, leur nom de « basaltes riches en alumine », ou *high alumina basalts* chez les auteurs anglo-saxons. L'association des différents types pétrographiques est complexe, surtout si l'on considère les rapports dans le temps entre les différentes laves émises par un même centre volcanique. Dans certaines provinces calco-alcalines postorogéniques, celles qui sont situées le long des montagnes Rocheuses, par exemple, il n'est pas possible d'établir une lignée correspondant à une variation continue de compositions chimique et minéralogique qui, à partir de basaltes, aboutisse aux termes rhyolitiques. On observe souvent des laves basaltiques et rhyolitiques émises de manière intermittente à partir du même volcan ou bien des laves basaltiques qui apparaissent très tardivement dans le cycle magmatique.

De plus, on constate que dans les différents types lithologiques apparaissent des associations minérales inhabituelles, par exemple, des phénocristaux de plagioclases de composition très différente dans la même roche, ou bien des cristaux de quartz et de feldspath potassique dans des laves de type basaltique. De nombreux chercheurs ont considéré ces faits comme la preuve que le magma primaire des régions orogéniques est andésitique et se serait formé par anatexie très poussée. Ainsi, à partir de ce magma primaire se formeraient, selon différents processus de différenciation, des magmas plus acides et des magmas plus basiques; ces derniers seraient situés dans des foyers magmatiques placés aux racines de la zone orogénique. Les différents magmas pourraient se mélanger au cours de leur remontée, donnant ainsi naissance à des roches de composition chimique anormale. Selon d'autres auteurs, les magmas qui se mettent en place pendant la phase post-tectonique représentent des produits de différenciation des magmas granitiques qui se forment par anatexie au cours de la phase syntectonique. Il est toutefois difficile d'expliquer la différence entre la température de formation des magmas granitiques syntectoniques, voisine de 700 °C, et celle des laves post-tectoniques qui, au moment de l'émission, est voisine de 1 100 °C.

BIBLIOGRAPHIE

ARTINI E., *Le rocce,* Hoepli, Milan, 1941. - BARTH T. F. W., *Theoretical Petrology,* Wiley, New York, 1952. - BARTH T. F. W., CORRENS C. W., ESKOLA P., *Die Entstehung der Gesteine,* Springer, Berlin, 1939. - BOWEN N. L., *The Evolution of the Igneous rocks,* Dover, New York, 1956. - CAVINATO A., *Giacimenti minerari,* Utet, Turin, 1964. - DAL PIAZ Gb., *Corso di geologia,* Cedam, Padoue, 1954. - DALY R. A., *Igneous Rocks and the Depths of the Earth,* McGraw-Hill, New York, 1933. - DE SITTER L. U., *Structural Geology,* McGraw-Hill, Londres, 1956. - HATCH F. H., WELLS A. K., WELLS M. K., *Petrology of the Igneous Rocks,* Murby, Londres, 1961. - RAGUIN E., *Géologie du granite,* Masson, Paris, 1957. - RITTMANN A., *Volcanoes and Their Activity,* Interscience (Wiley), New York, 1962. - ROSENBUSCH H., *Elemente der Gesteinslehre,* Schweitzerbart, Stuttgart, 1923. - TURNER F. J., VERHOOGEN J., *Igneous and Metamorphic Petrology,* McGraw-Hill, New York, 1960. - WAHLSTROM E. E., *Introduction to Theoretical Igneous Petrology,* Wiley, New York, 1950.



GÉOMORPHOLOGIE

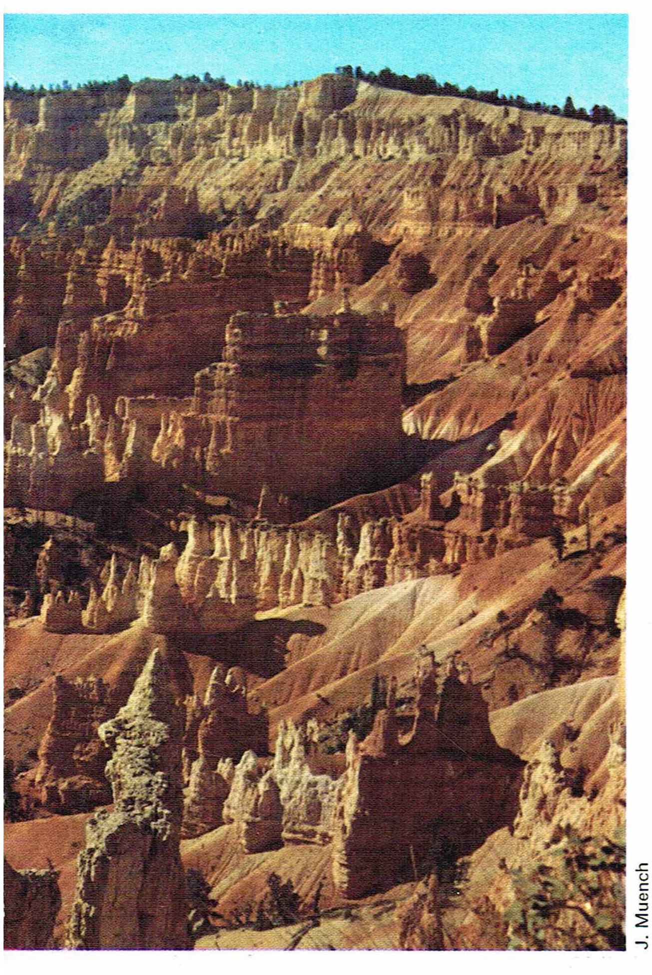
Le propre de la géomorphologie est d'observer, de décrire et d'expliquer les différentes formes du *relief,* qu'il est possible de définir comme l'ensemble des saillies de l'écorce terrestre. Les forces constructrices, dites *forces tectoniques,* et les éruptions volcaniques édifient le relief, sur lequel s'exerce l'*érosion ;* celle-ci se traduit par l'enlèvement et l'accumulation de matériaux et agit en fonction de la nature des roches (facteurs lithologiques), de l'agencement des terrains (facteurs structuraux) et de l'aire d'action (facteurs climatiques).

Le relief

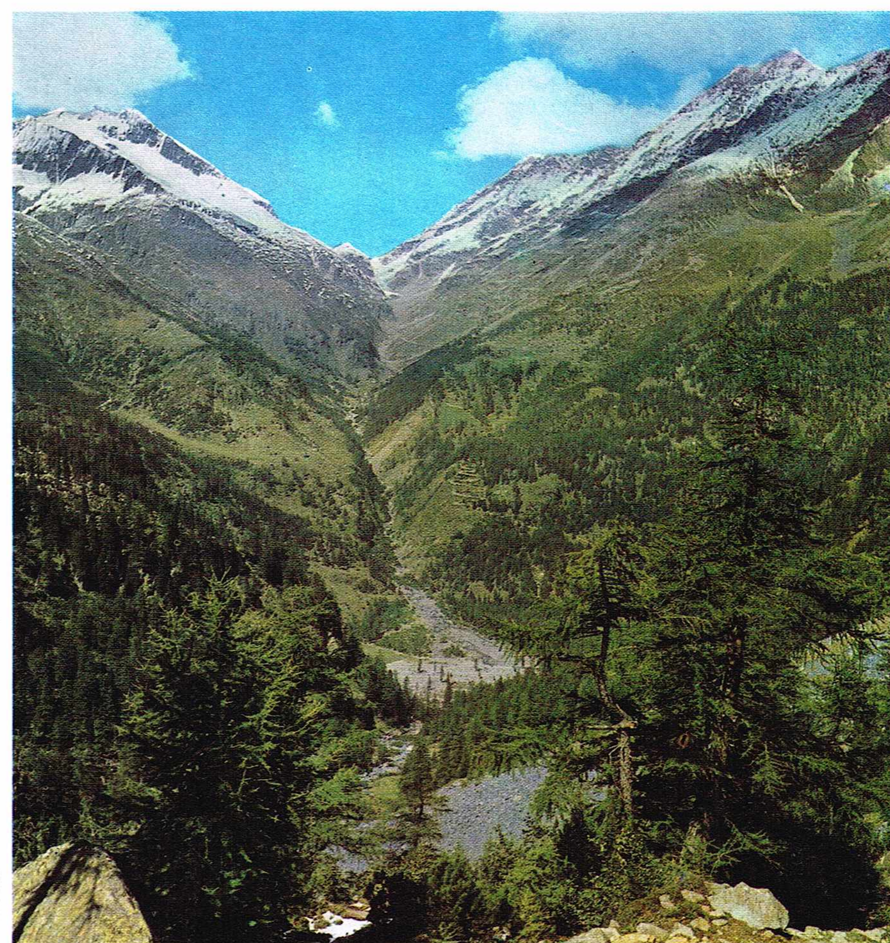
Le relief peut être considéré comme un ensemble de systèmes de pentes. A l'échelle locale, les pentes s'associent pour donner des *formes élémentaires de relief.* Ces formes élémentaires se combinent pour former à l'échelle régionale des *ensembles* plus ou moins complexes, classés en quelques grands *types de relief.* Formes élémentaires et types de relief sont caractérisés par leur modelé, qui est l'agencement des éléments qui les constituent.

● *Les formes élémentaires* sont la vallée, l'interfluve, le talus, la colline, la butte et la cuvette.

La **vallée** est la plus commune. C'est une dépression allongée et inclinée de l'amont vers l'aval, résultant du recoupement vers le bas de deux pentes en sens contraire, les versants, le long d'une ligne de points bas, le talweg. Le modelé d'une vallée se caractérise par son ampleur (un vallon est une petite vallée, courte et peu profonde, aux versants à faible pente; un ravin est une simple incision sur une pente forte), son tracé (rectiligne ou sinueux), la forme de ses versants et de son fond (une gorge est une vallée étroite et profonde aux versants raides; une auge est une vallée large à fond plat et à versants abrupts), la présence ou l'absence de drainage (dans ce dernier cas, la vallée est dite sèche) et les données de l'écoulement.



J. Muench



C. Saibene

▲ ***Une vallée fluviale typique en V dont les versants symétriques se recoupent suivant le talweg très net de l'amont vers l'aval.***

L'**interfluve** est la partie haute de l'espace compris entre deux vallées. Il montre généralement un modelé de croupe, de forme convexe, ou de crête (recoupement, selon un angle plus ou moins aigu, de deux versants).

Un **talus** est une portion de versant à pente forte reliant deux reliefs à peu près plats d'altitudes différentes. Un talus raide est un escarpement; son tracé, le plus souvent sinueux, montre des indentations (rentrants) et des éperons (saillants). Le talus est également caractérisé par sa dénivellation (différence entre le haut et le bas) et son profil (une pente très raide située à la partie supérieure est une corniche).

Une **colline** est une éminence de forme plus ou moins circulaire, souvent isolée, de faible hauteur (100 à 300 m), à sommet arrondi et dont les versants ne comportent généralement pas d'escarpements.

Une **butte** est une petite colline isolée, à sommet plat et à versants plus ou moins raides.

Une **cuvette** est un creux fermé vers le fond duquel convergent de tous côtés les pentes.

● Les *types de relief* concernent les plaines, les plateaux et les montagnes.

Une **plaine** est une surface étendue, plane ou légèrement ondulée sur laquelle les cours d'eau s'écoulent sans s'encaisser. Les dénivellations sont donc faibles et les pentes infimes.

Un **plateau** est également une surface étendue, plane ou légèrement ondulée, mais, à l'inverse d'une plaine, les cours d'eau s'écoulent en s'y encaissant. Plaines et plateaux se différencient ainsi non par l'altitude mais par l'encaissement des cours d'eau.

Les **montagnes** sont des régions élevées et étendues présentant de grandes dénivellations, des pentes déclives, des crêtes élevées et des vallées profondes. Une montagne est caractérisée par son altitude, son aération (largeur et profondeur des vallées), par l'orientation de ses crêtes et par la disposition de son réseau hydrographique.

● A l'échelle mondiale, le relief se divise en quelques *grands ensembles :* les chaînes plissées, les socles, les massifs anciens et les bassins sédimentaires.

Une **chaîne plissée** est un relief de structure complexe caractérisé par : les *plis,* qui concernent les ondulations de couches géologiques d'ampleur et de forme variables; les *chevauchements,* superpositions anormales et partielles d'ensembles géologiques sur d'autres; les *charriages,* chevauchements de grande ampleur composés d'une nappe formée de plusieurs couches déferlant sur d'autres couches sur une longue distance. Selon l'agencement des roches qui les constituent, il existe différents types de chaînes.

Un **socle** est une chaîne plissée transformée en plate-forme par l'érosion. Il est rigide et incapable de subir des plissements. Seules des déformations à grandes échelles et des cassures peuvent l'affecter.

Un **massif ancien** est un socle porté à une certaine altitude (le Massif central par exemple). Si le socle est recouvert par la mer et si les sédiments qui s'y déposent provoquent l'affaissement ou la subsidence du socle, celui-ci est alors surmonté d'un **bassin sédimentaire** dont les couches peuvent être affectées par des plis et des cassures.

L'érosion

L'érosion est définie par l'ensemble des phénomènes exogènes (c'est-à-dire extérieurs à l'écorce terrestre) qui contribuent à modifier les formes créées par les phénomènes endogènes (forces tectoniques et volcanisme). Cette modification se traduit non seulement par l'érosion proprement dite, c'est-à-dire l'usure, mais aussi par accumulation (par exemple, les dunes).

L'érosion s'exerce par l'intermédiaire d'*agents d'érosion,* tels que les agents atmosphériques et les agents biologiques; leurs modalités d'action sont les *processus d'érosion,* très divers, classés en processus d'érosion mécaniques d'une part, et en processus d'érosion chimiques d'autre part. L'ensemble des formes qui résulte de l'érosion est le *modelé.* Si les processus d'érosion concourent à réduire les points hauts du relief, le modelé est dit « d'aplanissement »; si, au contraire, ils tendent à les creuser, le modelé est dit « de dissection ».



M. Leigheb - Archives I.G.D.A.

▲ ***Au premier plan, les blocs noirâtres d'origine volcanique sont écaillés (desquamation) sous l'effet des variations thermiques (Aïr, Niger central).***

Le **modelé de dissection** est créé par l'érosion des eaux courantes, ou *érosion fluviatile,* qui a pour agent l'écoulement concentré des eaux courantes et qui s'exerce le long des talwegs.

Le **modelé d'aplanissement** est créé par l'*érosion aréolaire,* dont les agents sont multiples et qui s'exerce en surface, sur les interfluves.

L'érosion sur les interfluves, ou érosion aréolaire

L'interfluve, constitué de deux versants séparés ou non par une surface plus ou moins plane, est soumis à l'*altération sur place* des roches qui le composent. L'altération sur place concerne l'ensemble des phénomènes de désagrégation physique et de décomposition chimique des minéraux et des roches dus à l'action des eaux, aux variations de température, à la présence d'oxygène et d'anhydride carbonique, ainsi qu'à l'importance des organismes.

Les processus de **désagrégation physique** comprennent, d'une part, la désagrégation mécanique et, d'autre part, la désagrégation thermique.

— La *désagrégation thermique* résulte du réchauffement et du refroidissement inégaux des roches. Quand la température varie, les grains constituant les roches se dilatent ou se contractent. Comme la chaleur ne pénètre que lentement, la dilatation n'affecte que la partie superficielle de la roche : telle est l'origine de la fissuration parallèle de la surface externe de la roche et de son *écaillement,* ou desquamation. Les roches de composition minérale hétérogène sont les plus susceptibles d'être soumises à la désagrégation thermique puisque les coefficients de dilatation sont variables d'un minéral à l'autre.

— La *désagrégation mécanique* a pour principal agent le gel. L'eau s'infiltre dans les *diaclases,* fissures de moindre résistance dont l'origine est liée aux variations de température et de pression pendant les mouvements tectoniques. A une température inférieure à 0 °C, l'eau augmente de volume (environ de 10 %) et fait éclater la roche. C'est le processus de *gélifraction,* ou *gélivation.* La gélifraction est d'autant plus intense que la température oscille fréquemment autour du point de congélation de l'eau, ce qui conduit à la *fragmentation* en blocs anguleux de roches cohérentes comme le basalte et les roches cristallines à grains fins. La fragmentation est également favorisée par la cristallisation des sels, par les racines des arbres agissant comme des coins et par certains animaux fouisseurs.

La désagrégation physique est toujours accompagnée d'une **altération chimique** dont les actions principales sont l'oxydation, l'hydratation, la dissolution et l'hydrolyse.

— L'*oxydation* est due à la présence d'oxygène actif libre, d'autant plus efficace que son action se produit au sein d'un milieu aqueux. Les phénomènes d'oxydation se produisent aux dépens de presque tous les minéraux ferromagnésiens. Le protoxyde de fer, qui s'oxyde rapidement, recouvre les minéraux d'une croûte brune. De même, les sables, les grès, les argiles, les marnes comportant des inclusions ferrugineuses sont souvent colorés en brun ou en ocre.

— L'*hydratation* consistant dans l'absorption de l'eau par les minéraux s'observe, notamment, dans les silicates et alumino-silicates et se traduit par une augmentation de volume.

La *dissolution* complète des minéraux par l'eau, accompagnée de gaz carbonique qui augmente considérablement son pouvoir de dissociation, s'observe dans les bancs de sel, de gypse et surtout dans les calcaires. Dans ces derniers, la dissolution est à l'origine d'un type de relief particulier, le relief karstique.

— L'*hydrolyse* menée conjointement par l'eau chargée de gaz carbonique conduit à la décomposition des silicates, notamment des feldspaths, minéraux les plus répandus dans les poches plutoniques. Ainsi, l'orthose donne par hydrolyse le kaolin et l'opale. Les minéraux ferromagnésiens se décomposent plus énergiquement que les feldspaths.

— Le rôle des *organismes* dans l'altération chimique n'est pas à négliger : les plantes exercent non seulement une action mécanique par l'intermédiaire des racines mais également une action chimique par dégagement d'acides organiques à partir des radicelles, par absorption des éléments minéraux nécessaires à leur développement, par émission d'oxygène et de gaz carbonique, et par dégagement d'acides humiques pendant leur décomposition. L'altération sur place des roches entraîne la formation d'un manteau de débris superficiel, appelé *régolite,* soumis au transport par gravité et par ruissellement, notamment sur les versants.

Le mouvement sur les versants s'effectue différemment selon la nature, rocheuse ou non, du versant.

— Sur les *versants rocheux,* les mouvements sont brutaux. L'*éboulement* concerne la chute instantanée de grandes masses donnant un chaos de rochers. La formation d'*éboulis* est due à la chute successive de blocs. Les blocs constituent généralement soit des cônes d'éboulis, soit des talus d'éboulis quand les cônes entrent en coalescence.

— Sur les *versants non rocheux,* certains mouvements sont lents, d'autres brutaux.

Le *ruissellement concentré,* qui ne s'exerce que sur les versants dépourvus de végétation, entraîne la formation de ravins, ce qui suppose que l'eau n'a pas eu le temps de s'infiltrer (à l'occasion notamment d'averses violentes).

Le *ruissellement diffus* est le fait des versants couverts de végétation. Son action érosive est très faible. Cependant, les débris fins sont emportés et déposés au pied du versant. Ce sont des dépôts éluviaux.

La *solifluxion,* ou descente des débris sous forme boueuse, concerne les formations plastiques. Au-delà d'un certain seuil de plasticité, correspondant à la teneur en eau au-dessus de laquelle le terrain devient plastique, le glissement de boue, lent, se traduit par des loupes. Au-delà d'un certain seuil de liquidité, une coulée boueuse se produit avec un arrachement en forme de niche à l'amont de la coulée, tandis que celle-ci présente des bourrelets et des bosses.

Le *glissement à sec,* observé dans des formations pulvérulentes et en l'absence d'eau, se produit lorsque le versant n'est plus en équilibre soit du fait d'une accumulation à son sommet, soit à cause d'une érosion à sa base. Les formations plus compactes et susceptibles de compression sont à l'origine des terrassettes (gradins de petite taille) quand une pente forte entraîne ces formations vers le bas.

La *reptation,* ou *creeping,* sur un versant consiste en une lente descente des débris. Ce mouvement général est dû à la pesanteur, aux processus de désagrégation physique et de décomposition chimique. La résultante de ces divers mouvements est une descente progressive de toute la masse de débris. Les mouvements sur les versants, qu'ils soient lents ou rapides, liés ou non à la présence de l'eau, ou encore qu'ils résultent de mouve-

ments divers dans le détail, modifient leur profil. Certains versants, comme les versants à terrassettes, sont irréguliers. D'autres, au contraire, présentent un profil régulier car recouverts de débris, lisses et sans ravinement ; le profil est alors convexe en haut et concave en bas : le versant réglé, ou *versant de Richter,* correspond à une pente assez forte (25 % environ) avec une longue section rectiligne entre la section convexe et la section concave.

L'érosion par les eaux courantes, ou érosion linéaire

L'érosion linéaire est la forme d'usure la plus connue. Elle concerne principalement l'*érosion torrentielle,* agressive, et l'*érosion fluviatile,* calme.

Les **torrents** sont des cours d'eau à régime spasmodique des montagnes ou secteurs montagnards à couverture végétale discontinue. Un torrent est constitué de trois secteurs : son cours supérieur correspond au *bassin,* ou *entonnoir de réception,* son cours moyen au *canal,* ou *chenal d'écoulement,* son cours inférieur au *cône de déjection.* Un torrent présente l'aspect d'un sablier dont les deux hémisphères seraient l'entonnoir de réception et le cône de déjection, mais il en a rarement la symétrie parfaite.

Le bassin de réception est le secteur de rassemblement des multiples ruisseaux où chacun de ceux-ci creuse, recule sa source, se charge de matériaux. Le chenal d'écoulement est le collecteur du torrent qui érode et accumule au gré de la pente. Le cône de déjection est une forme d'accumulation à l'arrivée du torrent dans la vallée. Le torrent, en exhaussant son lit par dépôt des matériaux transportés, oscille sur le cône à la faveur de crues. Les cônes peuvent repousser le cours d'eau qui coule dans la vallée contre le versant opposé. Deux cônes qui se rencontrent jouent le rôle de barrage dans la vallée, entraînant l'existence d'un lac. Le torrent, qui possède une triple fonction d'érosion, de transport et d'accumulation, constitue un matériel naturel pour l'étude de l'érosion linéaire du fait du caractère brutal et instantané de son activité. Il crée un *profil d'équilibre* qui convient mieux à l'écoulement de ses eaux, profil d'équilibre plus difficile à appréhender en ce qui concerne l'écoulement fluviatile.

L'écoulement fluviatile. Un cours d'eau est caractérisé par sa *puissance.* Celle-ci, *brute,* est proportionnelle à la surface de la section mouillée et au cube de sa vitesse. Sa *puissance nette* correspond à la puissance brute diminuée de la puissance absorbée par les frottements et le transport de la charge. Si la puissance nette est positive, le cours d'eau a tendance à creuser. Si elle est négative, il dépose une partie de sa charge. Si elle est nulle, il ne creuse ni ne dépose. Le cours d'eau tend à établir, par creusement ou par remblaiement, une pente dite *pente d'équilibre ;* celle-ci est telle qu'il ne creuse ni ne remblaie. A ces considérations théoriques il faut toutefois ajouter l'influence des caractères fluctuants du cours d'eau tels que sa vitesse non constante sur toute la section mouillée, l'écoulement en partie laminaire, en partie turbulent (la turbulence concerne les tourbillons et les rides de surface, qui deviennent parfois des vagues), la profondeur dont l'influence est mal connue. D'autre part, le rôle de la charge est également mal interprété. Cependant, une approximation permet de dire que le poids limite des matériaux transportés par le cours d'eau est proportionnel à la sixième puissance de la vitesse. La charge limite du courant est le poids maximal qu'il peut transporter, tandis que sa compétence est la possibilité qu'il a de transporter des matériaux de la dimension maximale en fonction de la vitesse.

— Le *transport* des matériaux s'effectue au fond par *saltation* et au sein du cours d'eau par *suspension* (troubles). La charge en troubles est parfois considérable. Les cours d'eau charrient également des substances dissoutes, comme le carbonate de calcium. Au total, la charge au fond, en suspension et en dissolution, ne mobilise qu'une faible partie de la puissance du cours d'eau qui dépense dix fois plus d'énergie absorbée par les frottements et les tourbillons, ceux-ci étant des facteurs d'érosion latérale parmi les plus importants du lit fluvial.

— Le *lit fluvial* est l'espace occupé par un cours d'eau. Il s'élargit à la faveur d'inondations : c'est le *lit majeur,* ou *d'inondations,* plus large que le *lit ordinaire,* ou *apparent*



I.G.D.A. - Relini

▲ ***Les produits de désagrégation, soumis au transport par gravité et par ruissellement sur les versants, s'accumulent soit en cônes d'éboulis, soit, comme ici, en un talus continu plaqué sur le versant.***
▼ ***Le torrent, qui possède une triple fonction d'érosion, de transport et d'accumulation, constitue un modèle naturel pour l'étude de l'érosion linéaire ; ici, un cours d'eau traversant le Belvédère du Viso dans le parc naturel régional du Queyras.***



Binois - Pitch



Inst. of Geol. Sciences, London

▲ *Une série de marmites de géants, cavités taillées dans la roche par les tourbillons.*

le plus souvent bien marqué entre deux berges. Dans le cas de rivières au régime irrégulier, les eaux n'occupent qu'une partie du lit apparent : c'est le *chenal d'étiage*, sans berges nettes et oscillant à l'intérieur du lit apparent.

Les matériaux des lits peuvent être soit la roche en place, soit des matériaux transportés par le cours d'eau. Les creux taillés dans le roc par les tourbillons sont des *marmites de géants*. Les secteurs alluviaux, dans le lit apparent du cours d'eau, montrent des matériaux de plus en plus petits roulés de l'amont vers l'aval (en effet, la pente se réduisant vers l'aval, le dépôt des matériaux les plus gros s'effectue progressivement). Les lits majeurs sont occupés par du matériel fin issu des champs cultivés.

▼ *Un bel exemple de méandre encaissé du fleuve San Juan (Utah).*

Ostman - J. Cannon



Le chenal présente toujours des sinuosités liées aux courbures et aux profondeurs. Dans chaque courbe, il existe un secteur plus profond que ceux qui se trouvent immédiatement à l'aval et à l'amont : c'est la *mouille*, qui présente un profil en travers dissymétrique, accentué contre la rive concave. Entre chaque mouille, les secteurs moins profonds sont les *seuils*, dont le profil est symétrique. Après chaque mouille, le fond du lit présente une contre-pente.

Si le fleuve a une pente telle qu'il n'alluvionne ni ne creuse sur toute la largeur de son lit et sur toute la longueur de son cours, il acquiert un profil d'équilibre. Si, pour une raison quelconque, le plan d'eau s'abaisse en un point donné, à l'aval la pente se réduit, le courant ralentit et dépose une partie de sa charge en exhaussant ainsi son lit. A l'amont de ce point, au contraire, la pente s'accroît, le courant s'accélère et entraîne une reprise d'érosion qui se propage de proche en proche vers l'amont : c'est l'*érosion régressive*. Le profil d'équilibre s'élabore en fonction d'un niveau restant fixe pendant une période assez longue : c'est le *niveau de base*, qui est en général l'aboutissement du fleuve à la mer. L'allure générale du profil est concave, car le débit augmente vers l'aval tandis que la charge diminue. A un profil donné correspondent plusieurs types de tracés, dont les méandres représentent les sinuosités les plus fréquentes.

— Un *méandre* est une sinuosité régulière décrite par le lit ordinaire du cours d'eau, au chenal bien calibré mais dissymétrique. Il existe deux types de méandres : le *méandre encaissé* (la vallée sinue comme la rivière) et le *méandre de plaine alluviale* (le tracé de la rivière est indépendant du tracé de la vallée). Par la simple force centrifuge, le courant creuse la rive concave du méandre, tandis qu'il dépose sa charge sur la rive convexe par diminution de sa vitesse. Le méandre a, par conséquent, tendance à s'exagérer. Ainsi, la rive concave est abrupte, et la rive convexe basse. Deux méandres consécutifs peuvent se recouper, soit par débordement à l'occasion d'une crue, soit par contact quand le pédoncule disparaît. Lorsque le recoupement est réalisé, l'ancien méandre devient un bras mort (c'est le phénomène d'*autocapture*). En même temps qu'il s'exagère, le méandre entreprend une migration vers l'aval qui calibre la vallée aux dimensions des méandres. Le méandre se forme ainsi en fonction d'un état d'équilibre entre la puissance nette du cours d'eau et la résistance soit de la roche en place en ce qui concerne les méandres encaissés, soit des alluvions pour les méandres de plaine alluviale. Les méandres se groupent généralement par *trains* quand les conditions d'équilibre sont réalisées. Les tracés se modifient lorsqu'un cours d'eau en capture un autre.

— Une *capture* est un détournement naturel de la partie amont d'un cours d'eau vers un cours d'eau voisin, le premier devenant l'affluent du second. Deux mécanismes principaux provoquent des captures. Le premier est l'érosion de l'interfluve séparant deux vallées voisines soit par ravinement *(capture par recul de tête)*, soit par sapement à la base du ou des versants limitant l'interfluve étroit entre deux cours d'eau proches l'un de l'autre *(capture par osculation)*. Le second mécanisme concerne l'exhaussement du lit par accumulations d'alluvions qui entraîne une capture par déversement dans une vallée voisine restée basse.

— Les captures contribuent à hiérarchiser le *réseau hydrographique*, défini comme l'ensemble des cours d'eau constitué par un fleuve, ses affluents et sous-affluents, drainant une région plus ou moins vaste appelée *bassin-versant*. La *densité de drainage* est le rapport entre la longueur totale des cours d'eau et la surface du bassin-versant.

Un réseau hydrographique est caractérisé par son type de relations avec la mer. Quand les eaux atteignent la mer, le drainage est dit *exoréique*. Quand elles n'atteignent pas la mer soit par évaporation, soit par infiltration, le drainage est dit *endoréique*. Enfin, lorsque l'écoulement est occasionnel et limité, il n'y a pas de drainage organisé : c'est l'*aréisme*.

Un réseau hydrographique est également caractérisé par son type d'organisation. Le réseau est hiérarchisé lorsque chaque drain est tributaire d'un drain plus important, cela jusqu'au collecteur central qui mène à la mer. Un réseau peut être désorganisé, notamment par le phénomène karstique et par l'aréisme. Il peut être tota-

lement anarchique, diffluences et confluences se multipliant sur un trajet très court. Les formes des réseaux sont très variées. Le réseau idéal serait de forme ovoïde avec un drain central. Il existe des réseaux déformés, dissymétriques, se rapprochant plus ou moins de la forme ovoïde. La forme est soit indépendante de la structure, auquel cas le réseau peut être dendritique, soit dépendant de la structure (c'est-à-dire de l'agencement des terrains), le réseau se présentant alors en treillis, orthogonal, radial, centripète, parallèle, annulaire, en peigne, etc. Le fleuve se jette dans la mer à l'embouchure, secteur caractérisé par des interactions complexes entre les eaux douces et les eaux marines.

— Les *embouchures* apparaissent sous l'influence de nombreux facteurs qui sont, notamment, le débit et la charge du cours d'eau, les courants de marée et la salinité. Les divers modes d'interaction entre les fleuves et les mers aboutissent à la formation de deux types principaux d'embouchures : les deltas et les estuaires.

Le *delta* est le cône de déjection des matériaux apportés par le fleuve qui progresse vers la mer. Lorsque le fleuve atteint la mer, sa vitesse diminue. Les matériaux traînés sur le fond se déposent alors, ainsi que les matières en suspension sous le processus de la floculation provoquée par le contact de l'eau de mer. Il s'établit, de ce fait, un large cône alluvial. Si la mer est peu profonde, le lit fluvial est rapidement remblayé par les dépôts sur lesquels le fleuve s'exhausse et multiplie les chenaux, qui sont les bras du delta. A chaque crue, le delta change de forme en s'élargissant, s'exhaussant et s'allongeant vers la mer, donnant ainsi naissance à de vastes plaines deltaïques. Cette progression est discontinue. Un delta est caractérisé par de fréquentes migrations de son lit principal.

Les deltas sont formés par des dépôts de nature différente : dépôts alluviaux des fleuves, dépôts argileux des eaux stagnantes renfermant le plus souvent une quantité importante de matière organique, dépôts des tourbières et sédiments marins. Tous ces dépôts subissent des modifications notables dans le sens horizontal et dans le sens vertical à cause des migrations fréquentes des bras qui conditionnent le transport et l'accumulation des dépôts fluviatiles d'une part, et par suite de la formation de lacs ou dépressions où s'entassent les argiles et la tourbe d'autre part. Les dépôts présentent ainsi un profil caractéristique en quatre couches : une partie immergée, renfermant surtout des dépôts fluviatiles, lacustres et marécageux; une partie immergée sous-marine, à strates horizontales et constituée d'alluvions déposées au-dessous du niveau de la mer; une partie centrale, à stratifications obliques et à dépôts accumulés sur une pente assez forte et remaniés par la dérive littorale et les déferlements; enfin, une partie sous-marine inférieure, formée pour l'essentiel de matières en suspension apportées par le fleuve et précipitées dans les eaux marines. Ce schéma théorique de l'agencement des dépôts subit le plus souvent des modifications, surtout du fait de l'exhaussement et de l'affaissement du sol, mouvements qui rompent l'équilibre entre la mer et le fleuve. Cependant, les dépôts deltaïques conservent ce caractère particulier de stratification oblique. Les conditions favorables à l'édification des deltas sont les suivantes : une faible profondeur de la mer à l'endroit où se jette le fleuve; une charge importante de débris; une mer sans marée et sans courants puissants capables d'emporter les alluvions.

L'*estuaire*, partie terminale d'un organisme fluvial où la marée et ses courants se font sentir, se présente le plus souvent sous la forme d'une embouchure évasée caractérisée par des dépôts fins de nature vaseuse. Des courants de marée puissants, en particulier le courant de jusant qui renforce celui du fleuve, et un faible alluvionnement du cours d'eau sont les conditions favorables à sa formation.

L'érosion par les eaux souterraines

Les *eaux souterraines*, dont les exutoires naturels à la surface sont les *sources*, remplissent les pores et les vides des roches au-dessous du sol. Leur action est à l'origine, d'une part, des phénomènes karstiques dans les roches solubles et en particulier dans les calcaires, et d'autre part des *glissements de terrains* sur les versants.

L'infiltration des eaux est fonction de la perméabilité des roches, c'est-à-dire de leur capacité à laisser passer l'eau. Les roches perméables comprennent surtout : les sables, les graviers, les galets, les calcaires et les conglomérats; les roches de perméabilité moyenne, les argiles sableuses et le lœss; les roches imperméables, les argiles, les roches cristallines massives, les roches sédimentaires cimentées et non fissurées. Les **eaux souterraines** sont classées, selon différents critères (origine, gisement, propriétés, composition chimique), en quatre types : les *nappes suspendues*, qui gisent à une faible profondeur; les *eaux de fond*, qui ont une plus grande extension que les nappes suspendues; les *nappes captives non artésiennes*, situées entre deux couches imperméables; les *eaux artésiennes*, formant des bassins artésiens.

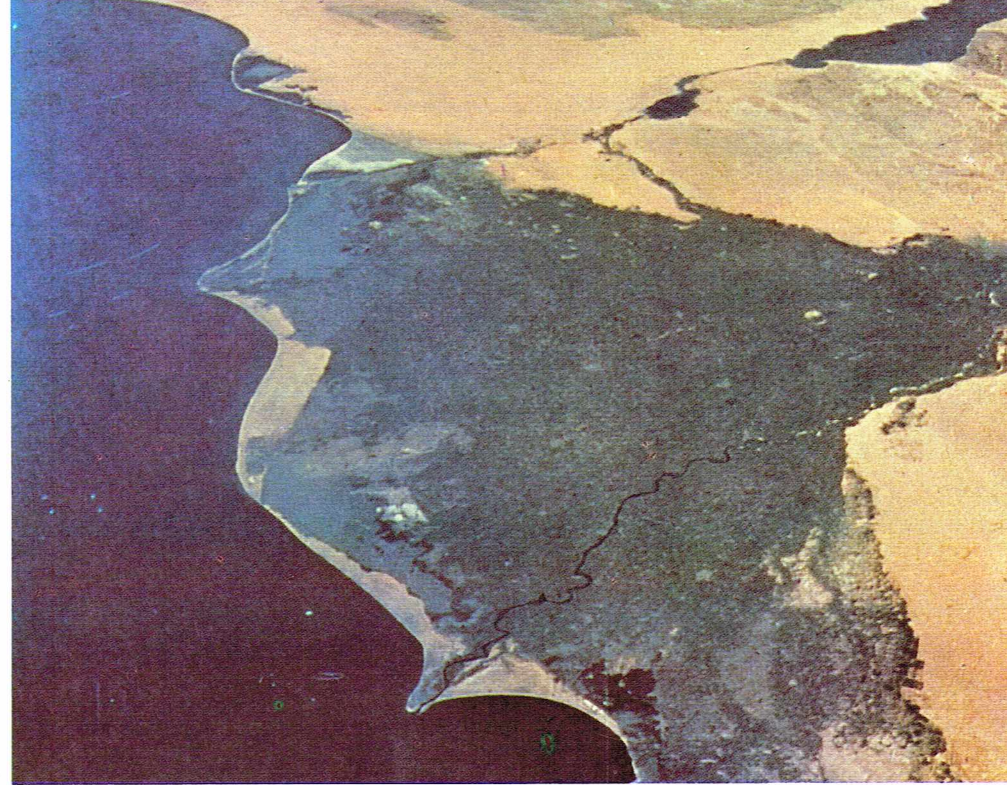


Photo N.A.S.A.

▲ *Le delta du Nil photographié depuis la capsule « Gemini 4 »; remarquer le bras principal du delta. Sont également visibles le canal de Suez, une partie de la mer Rouge et la péninsule du Sinaï.*
▼ *Exemple d'un long et vaste estuaire, celui de la Garonne et de la Dordogne qui se réunissent à l'aval du bec d'Ambès.*



Alain Perceval



La pression hydrodynamique et le mouvement d'usure exercés sur le versant par les eaux souterraines peuvent provoquer son brusque **glissement.** Le versant peut alors prendre l'aspect d'un versant de glissement simple ou de glissement complexe. Ce dernier est composé d'une série de blocs de terrain appuyés les uns contre les autres, à la partie inférieure de laquelle les roches déplacées sont écrasées par le poids des blocs supérieurs (partie détritique du glissement). Habituellement, un glissement est signalé, d'une part, par l'apparition sur le sol de *fentes d'arrachements* situées à l'amont du versant et s'élargissant progressivement et, d'autre part, le plus souvent, par l'inclinaison de la végétation arborée (forêt dite « ivre »).

Roches et modelé

L'érosion, qu'elle entraîne un modelé de dissection ou un modelé d'aplanissement, s'exerce sur des roches d'origine, de nature et de propriétés différentes. Leur origine permet de les classer en plusieurs catégories : les *roches endogènes,* comptant les roches plutoniques consolidées en profondeur et les roches volcaniques solidifiées en surface ; les *roches exogènes,* ou *roches sédimentaires,* résultant de l'érosion des roches préexistantes, de l'activité d'êtres vivants ou de phénomènes physiques et chimiques externes ; les *roches métamorphiques,* issues de la transformation des roches endogènes et exogènes. Au sein de chaque groupe, leurs propriétés permettent de les classer en roches plus ou moins résistantes à l'érosion, en fonction principalement de leur cohérence.

Les **roches sédimentaires à grains non liés par un ciment** concernent, notamment, les sables et les argiles.

— Les *sables* sont constitués de grains de quartz résistants. L'érosion, qui n'a aucun effet sur chaque grain, s'exprime par l'entraînement des grains les uns par rapport aux autres et dépend par conséquent du caractère plus ou moins meuble de la formation. Dans le cas d'un sable cohérent (sable humide ou sable à composition hétérogène), le déplacement s'effectue par masses de grains ; les agents d'érosion étant la solifluxion et le ruissellement. Dans le cas d'un sable plus meuble (sable sec, sable à composition homogène, uniquement quartzeux), il s'effectue par grains indépendants et le creeping remplace alors la solifluxion et le ruissellement.

— Les *argiles,* résultant d'une altération, ont le pouvoir de s'hydrater. Elles sont imbibées profondément d'eau (quand elles se dessèchent, elles présentent des craquelures) et solifluent. La pénétration de l'eau est ordinairement très lente, si bien que l'argile est pratiquement imperméable en l'absence de fentes de dessiccation. L'eau ruisselle alors, entraînant la formation des ravins les plus nets quand les pluies sont violentes et rares *(reliefs de bad-land).*

Les **roches sédimentaires à grains cimentés** sont principalement les conglomérats et les grès.

— Les *conglomérats* sont des ensembles cimentés de grains de tailles diverses, de cailloux, de galets et de blocs. Ils sont cohérents et donnent en général des abrupts verticaux. Quand la pente est forte, l'érosion linéaire est à l'origine d'un relief en bad-land si le conglomérat est argileux, avec apparition de cheminées de fées là où les blocs protègent du ruissellement.

— Les *grès* sont formés de grains de sable, de composition homogène (par conséquent, de perméabilité moyenne) et assez résistants. Les plus résistants, les *quartzites,* grès à ciment siliceux, donnent souvent des crêtes aiguës.

Les **calcaires,** roches essentiellement formées de carbonate de calcium, sont sujets à la *dissolution.* Celle-ci est d'autant plus élevée que l'eau est chargée de gaz carbonique. Le bicarbonate de calcium, terme des réactions chimiques, est instable et soluble dans l'eau. L'érosion par dissolution entraîne un type de relief particulier, le *relief karstique,* qui s'observe dans des calcaires résistants mais permettant la pénétration de l'eau par de larges fissures.

— Les *formes superficielles* les plus simples de la topographie karstique concernent les *lapiez,* formes très diverses, en creux, ayant l'aspect de sillons, de cannelures, de tranchées, et dont la profondeur varie de quelques centimètres à une dizaine de mètres. Disposés soit parallèlement dans le sens de la pente, soit irrégulièrement avec des ramifications, les lapiez résultent de l'action dissolvante des eaux atmosphériques qui attaquent les parois des fissures. Les lapiez, nus, couverts ou perforants, se présentent le plus souvent en groupements denses : les champs de lapiez.

C'est à partir des fissures élargies par dissolution et par éboulement que se forment les *avens,* qui présentent la forme d'entonnoirs. L'aven conduit généralement à une *grotte* au plafond de laquelle les eaux infiltrées déposent par les fissures la calcite, carbonate pur de calcium cristallisé, sous la forme de *stalactites,* tandis qu'au fond de la grotte les *stalagmites* prennent naissance par le même processus.

▼ *A gauche, un exemple de* **cavité karstique :** *une grande* **doline** *près d'Altamura dans les Pouilles (Italie) ; au premier plan des* **lapiez** *de petite taille. A droite, les « cheminées de fées » (Segonzano dans le Trentin).*



M. Pedone



S. Micheloni

Les *dolines* sont des dépressions fermées, de forme circulaire, qui présentent souvent un profil en baquet; leur bord est généralement abrupt et leur fond remblayé de terre. Leur diamètre varie de quelques dizaines de mètres à quelques hectomètres, tandis que leur profondeur peut aller jusqu'à 200 m. Les dolines, comme les lapiez, se groupent soit en champs, soit par coalescence en *ouvalas,* dont l'origine est encore confuse.

Les formes les plus vastes du relief karstique sont les *poljés,* qui sont des dépressions fermées où s'organise un écoulement. Larges de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres et longs de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres, les poljés présentent généralement des bords en pente assez forte et un fond plat tapissé de terre et accidenté de buttes rocheuses, les *hums.* Les poljés sont souvent parcourus par une rivière qui se perd dans un gouffre, le *ponor,* et occupés par des lacs ou marais quand la nappe phréatique remonte en surface. La réalisation d'un poljé résulte de la coalescence d'ouvalas dont les bords recoupés deviennent les hums.

Les formes précédentes sont le produit de l'érosion par dissolution. Cependant, il existe une forme fréquente due à l'écoulement en surface : le *canyon,* vallée encaissée à versants raides parcourue par un cours d'eau allogène (dont la source est extérieure au karst). L'essentiel de l'érosion se produit au fond du lit car les versants montrant, selon l'alternance des bancs calcaires, une succession d'abrupts, de surplombs et de talus plus ou moins raides, sont durs et perméables. Le canyon présente son aspect caractéristique dans des bancs de calcaires épais. Si le cours d'eau atteint une roche imperméable, la vallée s'élargit par le fond et présente alors un profil en *U* montrant un fond évasé et des versants verticaux qui reculent parallèlement à eux-mêmes. En amont, la vallée peut aboutir à une *source vauclusienne,* au contact de la couche imperméable et des calcaires sus-jacents et au-dessus de laquelle la vallée se termine par un abrupt : c'est une vallée en cul-de-sac, appelée une *reculée.* Le recul de la tête de vallée est très actif. Outre les formes superficielles, le karst présente un grand nombre de cavités aux formes les plus diverses, associant des conduits tubulaires ou coudés ainsi que des galeries ou des cavernes horizontales.

— Les *cavernes* qui apparaissent généralement au niveau des nappes karstiques montrent un réseau de galeries présentant soit des ramifications irrégulières réunies par des passages étroits, soit des élargissements brusques débouchant dans des grottes, soit encore des rétrécissements aboutissant à des boyaux étranglés. La caverne la plus développée est la caverne du Mammouth située sur le plateau du Kentucky (États-Unis), dont le réseau ininterrompu de galeries s'étend sur plus de 50 km, tandis que le plateau est accidenté de quelque 60 000 entonnoirs karstiques. Le fond des cavernes karstiques comporte ordinairement des cours d'eau ou de petits lacs.

— Le niveau de ces *eaux karstiques* est en liaison avec le niveau du *cours d'eau allochtone* qui traverse le karst. L'*émergence* est le phénomène selon lequel les eaux karstiques apparaissent sur un versant ou au fond d'une vallée. L'*émergence* ou *exsurgence* peut prendre la forme soit d'un suintement, soit d'une source isolée ou d'une ligne de sources, soit d'une fontaine à débit continu ou intermittent (fontaines vauclusiennes). Le cours d'eau allochtone peut disparaître par infiltration et absorption au sein du karst : la *résurgence* concerne la réapparition de ses eaux à la surface. Ainsi, près d'Immendingen (Allemagne), les eaux du cours supérieur du Danube s'engouffrent dans des ponors, coulent sous terre sur plus de 12 km en suivant des chenaux karstiques et réapparaissent à la surface par une grosse exsurgence qui donne naissance au fleuve.

Les roches éruptives de massif, ou roches plutoniques, sont des **roches cristallines** d'origine endogène consolidées à une certaine profondeur. Selon les minéraux qui les composent, elles sont caractérisées par leur acidité (granite) ou leur alcalinité (gabbro). Leurs *textures* sont variables : de petits grains définissent des roches aplitiques, des grains moyens et égaux des roches grenues, des cristaux de grande taille des roches porphyroïdes, et des cristaux géants des roches pegmatitiques. Il existe divers modes de gisement.

▲ ***Représentation schématique d'un versant de glissement complexe.***

Richard Colin

Les roches métamorphiques sont celles qui ont subi une transformation, qui résulte de la chaleur et de la pression, et qui consiste en une cristallisation selon un plan tel que les cristaux des roches métamorphiques sont orientés. Il existe trois types de métamorphisme : le *métamorphisme de contact,* ou *local,* qui engendre des roches dites cornéennes, le *métamorphisme lié à la présence de failles,* qui donne naissance à des mylonites, et le *métamorphisme général,* qui s'effectue en profondeur, intéressant de vastes surfaces, et entraînant la formation notamment des schistes, des micaschistes et des gneiss.

Les roches cristallines, qu'elles soient plutoniques ou métamorphiques, présentent un trait général caractéristique : elles sont assez imperméables alors que les sols qui en découlent sont perméables. Par conséquent, les sources sont nombreuses et les vallées rapprochées. Les interfluves se réduisent en *croupes* ou échines généralement convexes en relation avec le creeping, prépondérant sur les versants. Ceux-ci présentent des formes variées : ils peuvent être peu accusés et à l'origine d'un paysage de collines, rectilignes, à boules, en zigzag ou à crêtes.

Les formes les plus typiques sont les *dômes* (pains de sucre), en pente forte, dissymétriques, hauts de 100 à 200 m, qui sont formés le plus souvent d'une roche plus résistante que la roche environnante. Les régions cristallines sont caractérisées également par des fractures se traduisant dans la topographie par des escarpements (versants rocheux à très forte pente, supérieure à 45°) et, si les cours d'eau s'installent à l'endroit d'une fracture, par des vallées de ligne de fracture.

Les *filons,* formés de roches différentes de celles qu'ils traversent, très minces mais parfois d'une longueur considérable, constituent d'autres accidents typiques des régions cristallines. Ils correspondent le plus souvent à une ligne de résistance plus grande que la roche encaissante et se traduisent dans le paysage par un alignement de hauteurs ou un rétrécissement des vallées. Les roches cristallines diffèrent cependant par leur résistance à l'érosion aréolaire, que celle-ci s'exprime par gélivation ou par altération chimique.

Le *granite* est ainsi tantôt une roche dure tantôt une roche tendre. Il est d'autant plus résistant que sa texture est fine, sa porosité faible, que les diaclases sont rares, que le quartz est en forte proportion et que les feldspaths calco-sodiques ainsi que le mica noir sont peu abondants. Il donne des formes typiques en *boules* et en *blocs.* Les formes en creux sont les *taffoni,* cavités hémisphériques dues à la dissolution chimique et à l'altération liées à la différence d'humidité à l'ombre et au soleil. La désagrégation totale du granite donne naissance à l'*arène granitique.* La *granulite,* granite à deux micas, est généralement plus résistante que le granite en raison de la présence du mica blanc peu altérable.



R. H. Noailles - Explorer

▲ *Les avens se forment à partir des fissures par dissolution et par éboulement; ici, un aven dans le causse Méjean.*



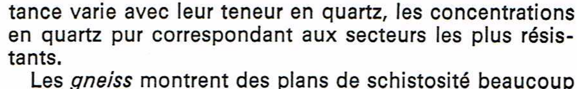
Vulcain - Explorer

▼ *Le Stromboli au cours d'une explosion; ce volcan est caractérisé par l'existence d'un cône de scories.*

Les *diorites,* plus basiques que le granite, contiennent un minéral noir, l'amphibole, inaltérable en l'absence d'eau et particulièrement hydrolysable en sa présence. Aussi, quand la pente est forte, les diorites sont-elles peu attaquées car l'eau ruisselle. Au contraire, quand la pente est faible, l'eau séjourne et l'hydrolyse se produit. Ainsi, les diorites donnent soit des reliefs, soit des formes en creux.

Les formes liées aux roches métamorphiques sont très variables en fonction du degré de résistance d'une part, et de la plus ou moins grande netteté de la schistosité d'autre part.

Les *micaschistes* présentent une nette schistosité, qui est à l'origine de crêtes, de versants heurtés; leur résis-



tance varie avec leur teneur en quartz, les concentrations en quartz pur correspondant aux secteurs les plus résistants.

Les *gneiss* montrent des plans de schistosité beaucoup moins nets que les micaschistes. Leur relief est semblable à celui des granites malgré l'absence de boules.

Les *leptynites* sont très résistantes, caractère qui est lié à l'abondance de quartz et de feldspaths non calciques et à la rareté des minéraux noirs ainsi que du mica noir. Les versants montrent des pentes de l'ordre de 45°.

Les roches formées de nombreux minéraux noirs, comme les *amphibolites,* qui rappellent les diorites, entraînent des reliefs saillants quand la pente est forte et que l'eau ne peut stagner. En effet, l'amphibole est attaquée quand l'eau ne ruisselle plus. C'est pourquoi le relief engendré par les amphibolites est contrasté et présente des reliefs isolés et de larges vallées.

Roches et relief volcaniques

A la différence des roches éruptives de massif et des roches métamorphiques, les roches volcaniques ou éruptives de surface présentent un degré de cristallisation plus ou moins grand suivant qu'elles arrivent plus ou moins rapidement en surface. Les roches volcaniques non cristallisées sont les roches vitreuses, comme l'obsidienne et la pierre ponce. Les roches volcaniques les plus abondantes, les basaltes, sombres et denses, présentent une pâte constituée de cristaux microscopiques de feldspaths, les microlithes, de péridots et de pyroxènes dont certains, plus gros, sont visibles à l'œil nu. Parmi les autres roches volcaniques, citons l'andésite, riche en plagioclases et en ferromagnésiens, et la rhyolite, roche claire où dominent le quartz et le feldspath.

Les laves ne sont pas les seules manifestations de l'éruption. En fonction d'une part des caractères propres à l'émission de laves, et d'autre part de la nature des roches émises, de la violence de l'explosion ainsi que de la proportion de matériaux solides de projection, il existe cinq types caractéristiques de relief volcanique.

Les boucliers et plateaux de laves. Le type le plus pur en est le *volcan hawaïen,* caractérisé par un mécanisme effusif, c'est-à-dire par émission de laves fluides à partir du cratère où la lave bouillonne constamment et s'épanche par débordement. Cette émission se produit généralement sans explosions. L'épanchement de la lave peut s'arrêter quand celle-ci ne parvient plus à monter aussi haut que le volcan. La lave s'écoule alors plus bas à partir d'un nouveau lac (cas du Mauna Loa). Le cratère du volcan hawaïen présente le plus souvent une morphologie en gradins, tandis que le volcan lui-même présente la forme d'une vaste galette de lave (l'ensemble du Mauna Loa atteint 100 km de diamètre), généralement en pente faible. L'extrême perméabilité du basalte explique que les vallées n'apparaissent que très tardivement sur les pentes du bouclier de laves. Les fentes de retrait dans lesquelles l'eau s'infiltre s'observent à la surface des laves ridées, dites *laves pahoehoe.* Le réseau hydrographique, souvent rayonnant à partir du centre du volcan, découpe le plateau de laves en *planèzes,* plateaux de laves triangulaires.

Les trapps. Ils se présentent sous la forme d'un empilement horizontal de couches de laves séparées par des niveaux intermédiaires de type argileux et montrent donc un profil en marches d'escalier. Les reliefs de trapp, plus anciens que les autres phénomènes volcaniques, sont les plus importants en superficie (650 000 km² au Deccan) et en épaisseur (2 000 m en Éthiopie). Les laves sont des basaltes, d'épaisseur variable (10 à 15 m en moyenne), très résistants, mis en place à une température très élevée et solidifiés en gros polygones. L'épanchement s'opère par l'intermédiaire de fissures en contact direct avec la base de l'écorce terrestre. Au sein de la fissure apparaissent des petits cônes dans lesquels la lave monte et descend (c'est le débourrage de la fissure). Lorsque la pression est suffisante, la lave s'épanche. Une fois la lave écoulée, la fissure s'oblitère par solidification et une autre fissure peut apparaître parallèlement à la précédente.

Les volcans stromboliens. Ce type de volcan, dont le meilleur exemple est le Stromboli, est caractérisé par l'existence d'un *cône de scories* dû à la retombée sous forme de lambeaux de la lave embrasée. Les laves sont

plus visqueuses que le basalte; aussi les gaz éprouvent-ils plus de difficultés à se frayer un passage et donnent-ils naissance à de petites explosions. L'existence d'un cône explique que les pentes du volcan strombolien soient fortes (avec des éboulements fréquents). Les pentes des versants oscillent entre 30° et 35°, tandis que les scories soudées à l'intérieur du cratère montrent des abrupts de 60° à 70°. Selon la force des explosions, les scories sont envoyées plus ou moins loin dans l'atmosphère. Soudées, elles accomplissent un trajet court, retombent à l'état pâteux et se soudent aux précédentes. Sur le bord des cratères, elles forment une couche plus résistante. Les scories meubles se figent pendant leur parcours aérien et présentent un aspect bulleux. Les *bombes torsadées* proviennent d'une lave qui, par rotation dans l'espace, prend la forme d'une poire. Selon les moments, l'émission volcanique concerne l'un ou l'autre des deux types de scories; c'est ce qui explique l'aspect stratifié du volcan. Les projections volcaniques varient de quelques grammes à des dizaines de kilos mais les cônes ne sont jamais de grande taille.

La force de projection d'un volcan strombolien est faible; aussi l'obstruction du cratère par les laves visqueuses est-elle à craindre. Des explosions peuvent alors détruire le cône, une nouvelle éruption faisant naître un nouveau cône souvent emboîté dans le précédent ou excentré. Si les laves sont plus fluides, elles tendent à sortir à travers le cône lui-même, qui devient alors un cône égueulé. Un tel épanchement de lave signifie en général la fin de l'activité du volcan.

Ce type de volcan émet également des coulées de laves nettement plus résistantes que les cônes, et présentant le même aspect que les laves des boucliers du fait de leur grande perméabilité liée aux larges fissures de refroidissement. Ainsi, ces laves sont presque insensibles au gel. Le ruissellement n'apparaît que lorsque la lave devient moins perméable.

Les volcans d'explosion. Dans le cas de ces volcans, l'explosion se produit parce que la lave, siliceuse et très visqueuse, donne naissance à un bouchon sous la forme d'un *culot de lave*. Il existe deux types de volcanisme explosif : le type vulcanien et le type ignimbritique.

— Le *type vulcanien* est caractérisé par des cendres qui ont le temps de se refroidir avant de retomber. Le matériel émis comprend des pierres et des cendres projetées très haut en raison de l'importance des gaz et de la vapeur d'eau. Les débris, en général très fins, sont emportés par le vent (transport à l'origine de la dissymétrie du cône, comme à Krakatoa) et retombent à l'état solide en donnant des *tufs*. Les éruptions entraînent des chutes de pluies qui provoquent simultanément la destruction partielle du volcan. Elles sont également entrecoupées de longues périodes d'arrêt, au cours desquelles peuvent naître des lacs d'eau. Lorsqu'une nouvelle éruption se produit, le volume total de l'eau est projeté sur les versants, qui sont ainsi érodés. Les débris emportés se déposent plus loin et sont à l'origine de la formation des *tufs*. La montagne Pelée présente un cas particulier : l'explosion verticale n'a pas eu lieu car le culot a résisté, entraînant une puissance accrue des gaz. Ceux-ci, alourdis de matières en suspension et devenus très chauds, se sont échappés par une issue latérale. A la suite des gaz, les poussières se sont répandues, incandescentes, sur les flancs du volcan (nuées ardentes). Les cendres, trop lourdes, ont formé une épaisse couche blanchâtre.

— Le *type ignimbritique* est caractérisé par l'émission de *nuées ardentes* (cendres retombant à l'état incandescent). Ce type de volcan se présente sous l'aspect d'un bouclier aux pentes très faibles au centre duquel existe un vaste secteur déprimé, la *caldeira*. Au microscope, la lave apparaît comme un amalgame de poussières. Il n'existe pas de coulée, et la lave ne forme qu'une masse plus ou moins épaisse. La caldeira n'est pas le résultat d'une explosion, mais d'un effondrement. En effet, les gaz qui ne peuvent s'échapper se sont réchauffés sous la lave avant de pulvériser celle-ci sous forme de nuées ardentes par l'intermédiaire de fissures existant dans la lave.

Les formes volcaniques particulières. Si le gaz intervient seul sans émissions, il est à l'origine d'un relief de caldeiras. Ce type de relief correspond au fait que le magma parvient à quelque distance de la surface terrestre. S'il rencontre une nappe d'eau, il transforme celle-ci en vapeur et une explosion se produit immédiatement. D'où l'existence d'une *caldeira d'explosion* (explosion phréatique).

Si la lave intervient seule, elle est à l'origine d'extrusions : les aiguilles et les dômes. Les *aiguilles* peuvent s'élever très haut et revêtir des formes diverses. Les *dômes* sont, d'une part, les *bulles* édifiées par la dacite, lave excessivement visqueuse, peu apte à donner des épanchements (le centre des bulles conserve le plus souvent des gaz, ce qui explique l'érosion plus facile de la partie centrale), et, d'autre part, des constructions comparables à celles de châteaux forts, la lave refroidie donnant d'énormes polygones.

Relief et structure

La structure correspond à l'organisation des roches dans l'écorce terrestre. On distingue d'une part les *structures massives*, notamment dans les roches éruptives de massif, et, d'autre part, les *structures sédimentaires*, dont la disposition des couches permet d'étudier les déformations.

Les déformations de l'écorce terrestre sont classées en deux types : les *déformations souples*, observées uniquement dans les roches sédimentaires, et qui sont à l'origine des *structures plissées*; les *déformations brisantes*, présentes dans toutes les roches, et qui donnent les *structures faillées*.

Les structures tabulaires. Les sédiments déposés dans les mers ou dans les lacs se présentent selon des couches le plus souvent horizontales si aucune déformation n'est venue les affecter. Sur ces couches, l'érosion se fait à partir du réseau fluvial, qui s'encaisse dans les roches dures ou s'élargit dans les roches tendres. Le profil longitudinal d'un cours d'eau présente ainsi une série de ressauts correspondant aux couches dures et une série de biefs calmes liés aux couches tendres. Le profil des versants montre une succession de *corniches* (couches dures) et de *banquettes* (couches tendres) quand les couches sont épaisses. Il est plus rectiligne quand les bancs sont plus minces. Le réseau hydrographique est *inséquent* : il ne présente pas de direction particulière puisque les couches sont horizontales. Une déformation de grande ampleur ou un basculement entraînent l'inclinaison des couches.

L'érosion est à l'origine d'un relief dissymétrique : le relief de cuesta.

Le relief de cuesta comprend un *front* formé par un abrupt lié à la couche dure, une dépression située au pied de l'abrupt appelée *dépression subséquente*, et un revers qui correspond généralement à la couche dure. Le front présente un profil latéral différencié : la partie supérieure est une corniche, tandis que la partie inférieure est un talus concave. Le profil longitudinal est généralement régulier, interrompu par endroits par les *percées* des *cours d'eau conséquents*, qui suivent le pendage général des couches. Le front est fréquemment précédé de *buttes*, restes de l'ancienne extension de la cuesta. Couronnées de couche dure, il s'agit de *buttes témoins*.

Il existe différents types de cuestas. Si la différence de dureté entre les deux couches est grande, la cuesta est bien marquée dans le paysage avec une corniche très vive. Si cette différence est faible, la cuesta est peu nette avec un profil convexo-concave. Le profil longitudinal est très rectiligne quand une couche dure épaisse surmonte une couche tendre mince; par contre, si une couche dure mince repose sur une couche tendre épaisse, le tracé est sinueux, la couche dure étant attaquée rapidement. Le réseau hydrographique comprend des cours d'eau qui coulent dans le sens du pendage des couches (cours d'eau conséquents), parfois dans le sens opposé (cours d'eau obséquents), et plus rarement au pied du front (cours d'eau subséquents). Les cours d'eau obséquents posent un problème car ils coulent dans le sens opposé au pendage. Ils ne sont par conséquent pas adaptés à la structure. Il existe deux cas d'*inadaptation à la structure* : la *surimposition*, où le cours d'eau s'établit sur une surface ou des dépôts masquant le relief sous-jacent, et l'*antécédence*, où le cours d'eau s'établit alors que le relief n'est pas encore érigé. La surimposition et l'antécédence sont des phénomènes dits *épigéniques*.

Les structures plissées. Les déformations les plus courantes affectant les couches sédimentaires sont les *plis*, définis comme les ondulations d'une couche de



Max Jonin - Explorer

▲ ***Un anticlinal** dans **la presqu'île de Crozon.***

forme et d'ampleur variables. Lorsque ce sont les couches les plus anciennes qui se trouvent au cœur du pli (noyau), le pli est un *anticlinal;* quand ce sont les couches les plus récentes, le pli est *synclinal.* Le *plan axial du pli* est le plan de symétrie qui le divise en deux parties égales. La *charnière* est l'intersection du pli avec le plan axial : si elle se trouve au point le plus élevé du pli, elle forme sa crête (cependant, charnière et crête ne coïncident pas toujours). L'*axe du pli* est la ligne d'intersection du plan axial avec le plan horizontal : les flancs sont les parties du pli qui plongent de part et d'autre du plan axial. L'altitude de l'axe varie le long du pli : il peut s'abaisser *(ensellement)* ou se relever *(surélévation)*. Le pli se termine dans la direction de son axe par une *terminaison périclinale,* qui correspond soit à la retombée de l'anticlinal, soit au relèvement de l'axe synclinal. On distingue différentes sortes de plis en fonction de leurs dimensions, formes et origines. Si la longueur du pli est voisine de sa largeur, le pli est *brachyanticlinal* ou *brachysynclinal.* Si le plan axial est vertical, le pli est dit *droit.* Le pli *coffré* offre une crête plane et des flancs verticaux. Si le plan axial est dissymétrique, les plis sont *déjetés, en genou, déversés* ou *couchés.* L'érosion attaque les plis. Si l'anticlinal est conservé, il correspond à des voûtes appelées *monts.* Si le synclinal reste intact, il donne naissance à des berceaux appelés *vaux.*

— L'attaque peu avancée de l'érosion est à l'origine d'un type particulier de relief, le *relief jurassien.* Ce relief est caractérisé par la *combe,* dépression formée au sommet de l'anticlinal, le *crêt,* qui représente la couche dure de l'anticlinal de chaque côté de la combe, et la *cluse,* passage d'un cours d'eau perpendiculaire au mont. L'attaque plus avancée de l'érosion entraîne l'*inversion du relief plissé :* en effet, les anticlinaux, par élargissement des combes, sont évidés et dominés par les synclinaux qui se trouvent ainsi perchés. L'érosion finit par mettre sur un même plan anticlinaux et synclinaux qui sont alors arasés.

— Si l'érosion reprend, elle donne naissance au *relief appalachien :* les roches dures situées à une même altitude constituent les sommets de ce relief, tandis que les roches tendres sont creusées en sillons. Le réseau hydrographique des régions plissées présente un *tracé en baïonnette :* les sections adaptées des cours d'eau coulent dans les vaux, les secteurs inadaptés parcourant les cluses. Celles-ci sont dues aux captures et aux phénomènes épigéniques. Le plus souvent, elles correspondent à des ensellements. Elles peuvent être fonctionnelles ou mortes : dans ce dernier cas, elles sont appelées *wind-gaps.*

Les structures faillées. Les régions faillées sont affectées par trois types d'accidents structuraux : la *flexure,* brusque ployage avec étirement des couches, la *fracture,* correspondant à une cassure sans dénivelation tectonique, et la *faille,* cassure à laquelle est liée une dénivellation tectonique.

La faille est le plus caractéristique des accidents. Elle est définie par son *rejet,* mesure de la dénivellation, son *regard,* côté vers lequel est situé le bloc affaissé, sa *direction* et son *tracé.* Le découpage d'une région par des failles montre le plus souvent des blocs surélevés, appelés *horsts,* et des compartiments affaissés, les *fossés d'effondrement.* Les lignes de failles, qui présentent généralement des formes géométriques, se groupent parfois pour donner une mosaïque de blocs et se relaient plus ou moins en enfilades. Dans le paysage, la faille engendre un relief ou ne donne pas d'abrupt. L'absence d'abrupt s'explique soit par le nivellement du bloc soulevé, surtout s'il est formé de roches tendres, soit par le remblaiement du bloc affaissé jusqu'au niveau du compartiment surélevé. Toutefois, en règle générale, les failles donnent naissance à des escarpements : si ceux-ci résultent directement de la dislocation verticale, l'érosion n'intervenant que pour les abaisser ou pour les faire reculer sans jamais les faire disparaître, ils sont appelés *escarpements de faille.* Quand l'escarpement est dû à l'action

▼ ***Un synclinal** sur les **bords de la Meuse (Waulsort, Belgique).***

Dominique Clément - Explorer

exclusive de l'érosion le long de la ligne de faille, il est appelé *escarpement de ligne de faille*.

Le réseau hydrographique adapté aux structures faillées concerne les cours d'eau qui s'installent à l'emplacement de la ligne de faille (la vallée est alors appelée *vallée de ligne de faille*). Il concerne également les cours d'eau parcourant les fossés d'effondrement. Quand une rivière passe d'un fossé sur le compartiment surélevé voisin, elle est inadaptée et son tracé s'explique soit par antécédence, soit par surimposition, soit encore par les deux phénomènes réunis.

Les contacts. Au contact des bassins sédimentaires et des massifs anciens, il existe des types de relief particuliers. Le passage des couches d'un bassin sédimentaire au socle a lieu à travers une *discordance*. La couverture sédimentaire est dite discordante par rapport au socle parce qu'elle repose sur une surface tranchant les anciennes racines de la chaîne érodée qui a donné naissance au socle. Deux grands types de contacts peuvent être distingués : les contacts sans faille et les contacts avec failles.

— Les *contacts sans failles* se divisent en plusieurs sous-types. Il y a *contact en glacis* lorsque le passage du massif ancien à sa couverture sédimentaire discordante est en continuité topographique. La surface du massif ancien est basculée, et les couches sédimentaires vont en s'épaississant vers l'extérieur. Le *contact par dépression périphérique* présuppose que la surface du massif ancien est basculée, qu'il existe un binôme constitué d'une couche tendre surmontée d'une couche dure, et que cette dernière est tranchée en cuesta au-dessus de la dépression. Lorsque la surface du massif ancien n'est pas basculée, le rebord de la couverture sédimentaire restée quasi horizontale est appelé glint : c'est un *contact par glint*.

— Les *contacts avec failles* sont les plus fréquents mais toutes les failles bordières n'apparaissent pas dans la topographie. Quand le relief de contact est directement lié aux failles, il s'agit le plus souvent d'un contact par escarpement de ligne de faille ou d'un contact par vallée de ligne de faille.

Le contact d'une chaîne alpine et d'une plaine subalpine donne également des formes particulières : les formes de *piedmont*. Un modelé de piedmont s'élabore en avant d'une montagne qui s'élève au-dessus d'une plaine par le jeu d'une faille ou flexure unique, véritable front au contact de la plaine. L'érosion intense qui s'exerce sur la montagne en voie de surrection fournit des matériaux qui s'accumulent au pied de la montagne à l'air libre, sous les eaux lacustres ou marines. La surrection de la chaîne s'accompagne d'une subsidence, les matériaux où prédominent les faciès grossiers étant entassés sur des centaines ou des milliers de mètres (à l'échelle des temps géologiques), l'avant-pays ou piedmont peut être incorporé à la chaîne; les sédiments détritiques sont alors à leur tour plissés.

Le piedmont, lorsqu'il apparaît à l'air libre, donne un paysage de croupes. Les rivières sortant de la montagne y déposent leur forte charge et créent des *glacis alluviaux* appelés *piedmonts alluviaux*.

Dans le cas d'un encaissement des cours d'eau, par suite d'une surrection, d'un changement de niveau de base ou d'une fluctuation climatique, le piedmont est découpé en lanières; c'est alors un *piedmont à serres*.

Si les interfluves sont plus larges, un relief de plateau apparaît. L'élargissement des vallées conduit à la destruction du piedmont et à l'élaboration d'une *plaine d'érosion*.

L'évolution du relief

La théorie du cycle d'érosion de Davis

Les différents éléments présentés précédemment sont trop épars pour permettre de comprendre l'évolution des paysages de la Terre. Aussi la nécessité d'une synthèse fut-elle ressentie depuis longtemps par les géomorphologues.

A la fin du XIXe siècle, l'Américain W.M. Davis élaborait une théorie cohérente, la *théorie du cycle d'érosion,* qui connut un véritable succès. De nombreuses critiques lui ont été adressées depuis, mais son influence reste grande chez de nombreux géomorphologues. Il est donc nécessaire de l'exposer avant d'aborder les nouvelles orientations de la géomorphologie.



Vulcain - Explorer

▲ ***La faille est l'un des trois types d'accidents structuraux qui affectent les régions faillées; ici en Islande.***

Le **cycle d'érosion** comprend une longue phase d'érosion à laquelle succède un brusque rajeunissement. La phase d'érosion se décompose en plusieurs stades : la jeunesse, la maturité et la vieillesse. Le phénomène commence dans une région soulevée uniformément par rapport au niveau de base. Les fleuves et les rivières doivent s'encaisser près de l'embouchure car la pente a augmenté; l'érosion remonte ensuite vers l'amont (érosion régressive); les lits des cours d'eau et les versants subissent une forte érosion : c'est le stade de la *jeunesse*. Puis le profil du cours d'eau se régularise, l'érosion aréolaire devient égale à l'érosion linéaire, et le réseau hydrographique se hiérarchise : c'est le stade de la *maturité*. Lors du dernier stade, dit de la *vieillesse,* le sommet des croupes se rapproche de l'altitude des talwegs sans jamais l'atteindre, car les débris doivent toujours être évacués.

Cependant si, parvenue à ce stade de l'évolution, la région est brusquement soulevée par des mouvements tectoniques, si le niveau de la mer s'abaisse *(mouvement eustatique),* le creusement peut reprendre. Dans ce cas, la région est à nouveau au stade de la jeunesse. Le cycle d'érosion présuppose les conditions de l'érosion dite **érosion normale.** L'érosion normale est celle qui est commandée par les eaux courantes, l'évolution des talwegs déterminant toute la *morphogenèse* (création ou évolution des formes du relief). L'eau courante apparaît, selon Davis, comme le seul véritable facteur du modelé des continents, tous les autres systèmes étant loin d'avoir la même importance : l'action des glaces aux hautes latitudes, ou celle du vent dans les régions arides, ne s'exercent que sur des portions limitées de la surface de la Terre. Lorsque ces systèmes d'érosion, à la suite d'une oscillation climatique, mordent sur les régions d'érosion normale, ils représentent seulement des accidents que le retour à « la normale » tend à effacer. L'érosion chimique ne s'exerce que dans certains pays où le sous-sol offre des conditions favorables. L'érosion marine se borne à faire reculer les rivages sans influer sur le relief continental.

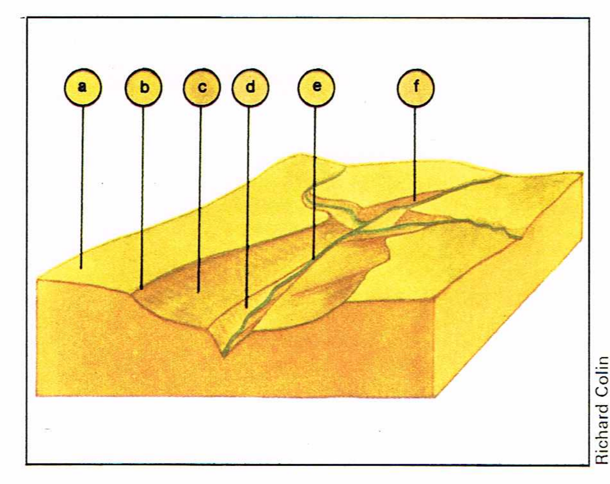
Le cycle d'érosion tel qu'il a été défini réalise une **pénéplaine,** où le relief est réduit à une surface sans grandes dénivellations. Son élaboration nécessite un temps très long (sans doute plusieurs millions d'années si les roches sont de résistance moyenne), et cela à condition qu'aucun accident n'ait perturbé l'évolution du cycle. Les pénéplaines présentent parfois dans les régions tempérées des reliefs résiduels sensibles, appelés *monadnocks :* il s'agit de buttes surbaissées qui se



Monique Claye - Explorer

▲ *Sous climat tropical, ici dans le Nigeria, la topographie d'érosion a conservé un relief résiduel dans le granite : un inselberg au sud-est d'Oussao.*

raccordent progressivement à la base de la surface de la pénéplaine. Leur conservation au-dessus de la surface générale d'érosion s'explique soit par la dureté des roches qui les constituent *(monadnocks de résistance)*, soit par leur situation sur la ligne de partage des eaux *(monadnocks de position)*. Sous climat tropical, les topographies d'érosion, plus parfaitement réalisées que sous climat tempéré, forment de véritables plaines d'érosion *(pédiplaines)* qui portent aussi des reliefs résiduels, plus vigoureux, aux versants souvent abrupts : les *inselbergs*. Le niveau de base actuel s'étant fixé à une époque récente, lors de la *transgression flandrienne* il y a environ 10 000 ans, il n'existe pas de pénéplaines en rapport avec le niveau actuel. Les portions de pénéplaines qui subsistent sont des surfaces anciennes conservées. Pour les dater, on dispose de différents éléments : une surface qui nivelle des blocs dénivelés par une phase tectonique est postérieure à cette phase ; une surface est plus ancienne que les dépôts qui reposent sur elle sauf si ces dépôts sont des dépôts d'altération contemporains de l'élaboration de la pénéplaine, auquel cas la pénéplaine est de même âge que les dépôts d'altération.



Richard Colin

▶ *Représentation schématique de l'emboîtement de modelés cycliques : a, pénéplaine du cycle 1 (modelé sénile) ; b, rupture de pente cyclique ; c, replat du cycle 2 (modelé de maturité) ; d, vallée du cycle 3 (jeunesse) ; e, rupture de pente cyclique du profil ; f, l'incision née du cycle 2 se développe à l'amont (d'après H. Baulig).*

La succession des cycles d'érosion

La plupart des topographies ont été modelées par une succession de cycles d'érosion ; toutefois, les traces des plus anciens cycles n'ont pas été effacées par les plus récents. Un nouveau cycle est déclenché à la suite d'un mouvement relatif du niveau de base, qu'il soit positif ou négatif.

— Lors d'un mouvement positif, une partie du continent est submergé, la pente du cours d'eau diminue vers l'aval, et les cours d'eau remblaient leur cours en progressant vers l'amont. Le cycle est alors un **cycle de remblaiement.**

Lorsque le mouvement est négatif, c'est le contraire qui se produit : les cours d'eau s'encaissent à l'aval, puis l'encaissement progresse vers l'amont. C'est alors un **cycle de creusement.**

— L'alternance des cycles de remblaiement et de creusement successifs est à l'origine de formes d'étagements du relief : le **relief** est dit **polycyclique.** Il faut néanmoins nuancer cette affirmation : la succession des cycles peut donner, dans certains cas, des surfaces en continuité les unes des autres : de telles surfaces sont dites *polygéniques*. Dans les régions affectées au cours d'une longue histoire géologique par des mouvements très lents, une même surface peut se conserver, sans cesse retouchée par les cycles successifs mais par une érosion modérée : une telle surface est dite *surface de regradation*.

Les formes polycycliques se reconnaissent dans les profils en long et en travers des vallées. Lors d'un cycle de creusement, la vague d'érosion régressive laisse coexister le long d'un même cours d'eau des tronçons façonnés par le cycle en cours et des tronçons issus du modelé antérieur. Sur le profil en long, cela se traduit par une rupture de pente au point où la vague cyclique est parvenue. Sur le profil en travers, une gorge d'érosion régressive s'inscrit dans la surface cyclique antérieure, la forme récente étant littéralement emboîtée dans la forme ancienne.

Les versants présentent également des ruptures de pente au contact des deux cycles, appelées *épaulements* (le même nom s'applique également lorsque la gorge régressive s'inscrit non dans une ancienne vallée alluviale mais dans une surface d'érosion du cycle précédent).

— L'ancien fond alluvial qui domine le nouveau talweg constitue une *terrasse*. Si le lit abandonné conserve une couche plus ou moins épaisse d'alluvions recouvrant le substratum de roche en place, il s'agit d'une *terrasse alluviale*. Lorsque la pellicule alluviale fait défaut, il s'agit d'une *terrasse rocheuse*. La succession des cycles de creusement et d'alluvionnement donne deux types de terrasses : des **terrasses étagées**, qui ont un substratum et un talus de roche en place et sur lesquelles reposent ou non des alluvions (terrasses de la Garonne), et qui sont les plus répandues ; des **terrasses emboîtées**, sculptées dans la masse des alluvions superposées.

La succession des formes d'étagement et d'emboîtement dans le relief permet d'étudier et de reconstituer l'histoire morphogénétique d'une région. Toutefois, l'utilisation de la théorie cyclique de Davis pour expliquer ces formes s'est traduite bien souvent par de véritables aberrations, qui ont conduit à la critique de cette théorie.



Binois - Pitch

▼ *La succession des cycles de creusement et d'alluvionnement donne deux types de terrasses : des terrasses étagées et des terrasses emboîtées, moins répandues. Ici, terrasses du Río Veral près de Jaca (Espagne).*

Critique de la théorie davisienne. Nouvelles théories de remplacement. Introduction à la géomorphologie climatique

— Les premières critiques formulées à l'égard de la théorie davisienne ont un point de départ commun : la remise en question de l'hypothèse que les périodes de stabilité génératrices de surfaces d'érosion sont longues et que les changements de niveau de base sont des périodes très brèves.

Prenant le contre-pied de Davis, les géographes allemands A. et W. Penck ont tenté de prouver que les

surfaces d'érosion pouvaient se développer indépendamment d'un niveau de base fixe, donc hors des périodes de stabilité. Dans la *théorie du niveau des crêtes* (*Ginfelflur* en allemand), A. Penck s'inscrit en faux contre la théorie de Davis qui supposait que les indices d'une ancienne planation étaient fournis par la présence d'une série de crêtes culminant à des niveaux sensiblement égaux; il démontre que cette subégalité peut être réalisée dans une montagne en pleine surrection. Les cours d'eau de bassins sensiblement comparables s'enfonçant à une vitesse égale lors d'un creusement consécutif à une surrection, les crêtes formés par le recoupement des versants ont une altitude comparable.

Le fils d'A. Penck, W. Penck, a tenté de démontrer que les surfaces d'aplanissement pouvaient se réaliser en même temps que des mouvements tectoniques et a ainsi élaboré la *théorie des plates-formes de piedmont* (*Piedmonttreppen* en allemand), théorie abandonnée depuis.

— Par-delà ces critiques théoriques, des auteurs se sont plus spécialement attachés au *rejet de l'explication de certaines formes* de relief selon la théorie de Davis. L'érosion régressive ne se transmet pas, comme le supposait Davis, jusque sur le cours supérieur, la puissance de creusement dans la gorge régressive s'accompagnant d'un plus fort apport de débris en provenance des versants; la charge des cours d'eau devient plus importante, et donc le cours d'eau devient moins érosif vers l'amont. Les terrasses fluviatiles ne peuvent s'expliquer uniquement par des changements de niveau de base; il faut faire intervenir des mouvements tectoniques régionaux et surtout des changements climatiques qui influent sur la charge des cours d'eau et leur puissance érosive. C'est ainsi que les alternances d'alluvionnement et d'incision résultent des changements liés aux crises climatiques du Quaternaire. Les périodes de *rhexistasie* sont les moments d'usure des versants, la couverture végétale étant en régression sous l'effet de causes tectoniques, climatiques ou anthropiques. Les cours d'eau ont alors une charge grossière, formée par les matériaux issus des versants, et leur puissance de creusement diminue : c'est une phase de remblaiement. Lors d'une phase de stabilité biologique, pendant laquelle se réalise sous couvert forestier une altération sur place sans apport (hormis les apports solubles) d'éléments de charge au cours d'eau, il y a *biostasie*. Les cours d'eau, moins chargés, peuvent alors être érosifs. Le modelé des pénéplaines ne peut s'expliquer qu'en faisant intervenir des processus étrangers à l'érosion fluviatile, tel *le sheet-flood* (ruissellement en nappe) observé dans les régions arides et tropicales.

— Ensuite et surtout, les critiques ont été adressées au *postulat de l'* « *érosion normale* ». La morphologie de la zone tempérée, attribuée à l'érosion fluviatile par Davis, est devenue la « morphologie normale ». Or, les recherches ont montré que l'érosion normale agit très faiblement sous le climat tempéré et qu'elle est ralentie par le tapis végétal. On n'observe nulle part une région évoluant vers la planation fluviatile; l'évolution est arrêtée. Les reliefs de la zone tempérée sont en fait, pour l'essentiel, l'*héritage* de périodes anciennes dont le climat était différent de l'actuel. Ainsi, seule l'étude des paléoclimats peut permettre de comprendre la majorité des formes de la zone tempérée. Contrairement à ce qu'affirment les hypothèses de Davis, les mécanismes morphogénétiques propres au climat tempéré apparaissent donc maintenant comme des facteurs de faible ampleur comparés à ceux des climats aux types de temps antinomes actuels (climat polaire, équatorial, etc.), et surtout comparés aux types de temps, plus fortement antinomes encore, des paléoclimats.

Le postulat de l'érosion normale se révélant faux, l'explication des formes de relief doit s'insérer dans un cadre différent de celui proposé par Davis. Synthèse prématurée, la théorie davisienne ne s'était pas attachée à une analyse suffisante des différents facteurs qui modèlent le relief.

— Enfin, à l'élaboration théorique de Davis se substitue une étude des *facteurs de différenciation morphoclimatique*.

— La notion de *zone* apparaît en géomorphologie : est qualifié de *zonal* tout phénomène ou processus qui se répartit à la surface du globe de manière grossièrement conforme à la latitude. Chacune de ces zones constitue une *zone morphoclimatique*. Le relief doit alors ses traits caractéristiques à son élaboration dans un milieu particulier (par exemple, l'inlandsis de climat polaire). Certains phénomènes sont néanmoins *azonaux* (mondiaux), par exemple, les formes volcaniques, la répartition des eaux courantes; c'est ce qui a conduit Davis à croire qu'elles étaient le facteur essentiel du modelé mondial. Enfin, les phénomènes *extrazonaux* sont des mécanismes caractéristiques d'une zone qui se manifestent dans une autre zone de manière sporadique; citons les glaciers sous l'équateur et les phénomènes périglaciaires qui les accompagnent.

Le caractère zonal de certaines formes du relief étant admis, il importe d'établir ses conséquences dans les grandes zones morphoclimatiques et d'étudier les paysages glaciaires, périglaciaires, arides et tropicaux. L'étude des paysages littoraux, enfin, permettra l'approche des combinaisons des phénomènes zonaux et extrazonaux.


Bavaria - H. Betzler

▲ ***Un aspect de l'inlandsis antarctique; remarquer au premier plan deux langues glaciaires qui s'échappent de l'inlandsis.***

Les paysages glaciaires

Les glaciers occupent une superficie de 15 millions de kilomètres carrés, dont 97 % dans l'Antarctique et au Groenland. Au maximum de l'extension quaternaire, cette superficie était trois fois plus grande et embrassait l'Amérique du Nord jusqu'au confluent de l'Ohio et du Mississippi, et l'Eurasie jusqu'à une ligne reliant Londres, les bouches du Rhin, le pied des montagnes de l'Allemagne moyenne, le cours moyen du Dniepr et du Don, alors que la Sibérie était libre de glaces.

Les glaciers actuels sont de dimensions très variées, depuis les plaques de neige persistantes, appelées *névés,* jusqu'aux *inlandsis,* immenses étendues continentales (l'Antarctique occupe environ 14 millions de kilomètres carrés). Les glaciers résultent de l'accumulation de neige d'une année sur l'autre. La neige persiste au-dessus d'une limite qui est fonction de l'altitude et de la latitude. Au-dessus de cette limite, cependant, certains pics sont trop raides pour que la neige y subsiste : ce sont les *nunataks*. Par contre, d'un glacier peut s'échapper une *langue glaciaire* qui débordera la limite des neiges à une altitude souvent très inférieure. L'extension des glaciers est fonction des conditions d'alimentation et de fusion.

Le **bilan glaciaire** est la somme algébrique des quantités positives, représentant l'*alimentation,* et des quantités négatives, représentant l'*ablation*. Si ce bilan est nul,

Photo Ag. Zürich

▲ *Le glacier du mont Rose (Italie); on remarque, au centre, la langue glaciaire résultante et sa moraine médiane.*

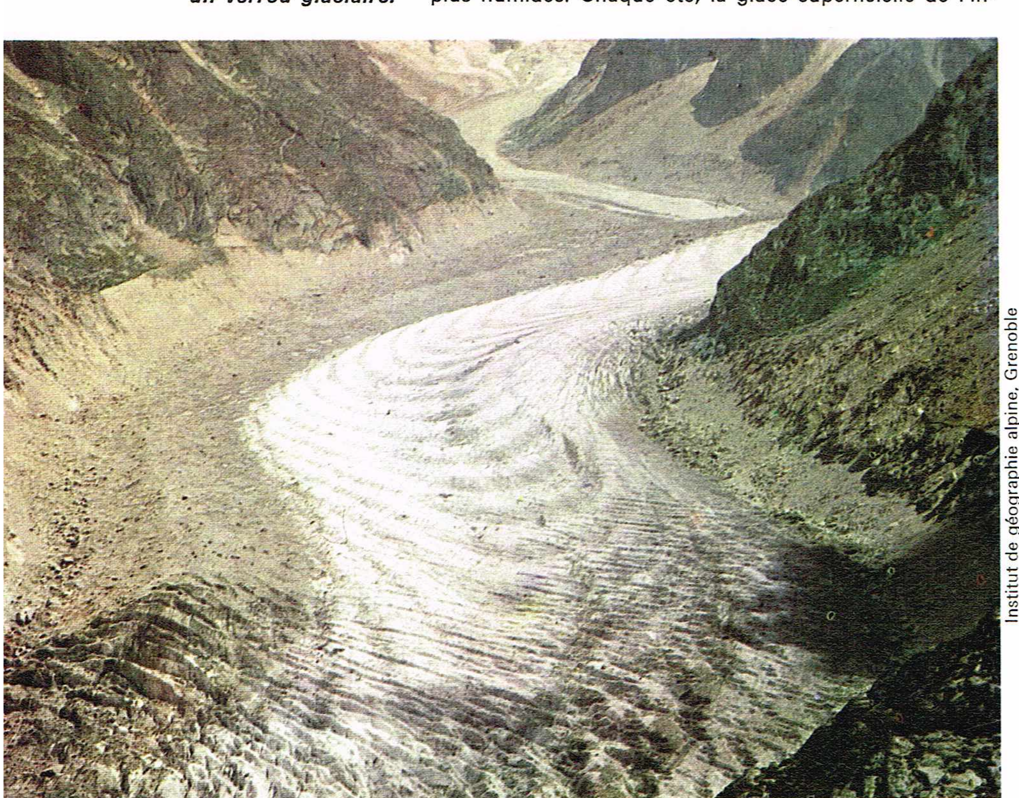
le volume de glace reste identique. Un bilan négatif se traduit par un recul, un bilan positif par une avancée du glacier. L'ablation résulte de plusieurs facteurs, notamment, la fusion et l'évaporation. En fonction du bilan glaciaire, de la nature de la glace et de l'extension du glacier, il existe plusieurs types de glaciers.

Les divers types de glaciers

— Les *inlandsis* ont la forme de lentilles biconvexes. Leur épaisseur moyenne est de l'ordre de 2 kilomètres. Cette accumulation énorme de glace s'explique plus par la faiblesse de l'ablation sous les climats froids que par l'abondance des précipitations. L'alimentation est en effet très faible en raison de la sécheresse du climat, ce qui explique que le Groenland soit actuellement considéré comme une survivance remontant à des périodes plus humides. Chaque été, la glace superficielle de l'inlandsis fond en creusant des canyons de quelques mètres, les *bédières,* et l'eau disparaît dans des puits appelés « moulins » dans les Alpes. La fonte atteint particulièrement les langues glaciaires qui s'échappent de l'inlandsis. Si elles atteignent la mer, elles se fragmentent sous l'action de la houle et des marées en *icebergs.*

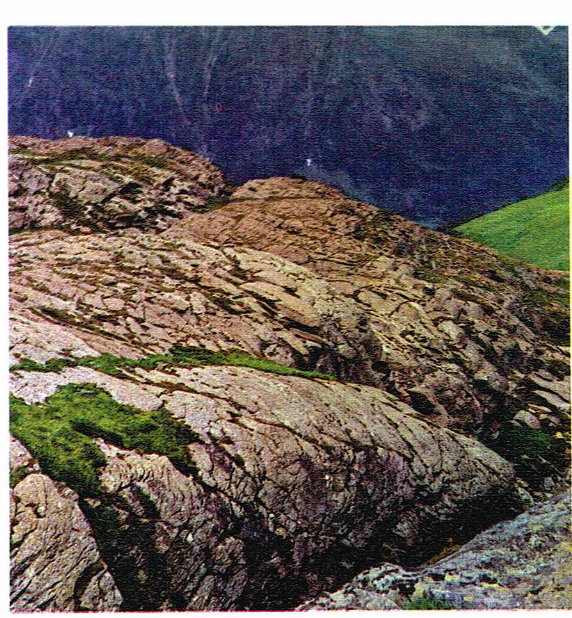
— Les *calottes glaciaires* revêtent des montagnes (système glaciaire du mont Rainier) et émettent des langues divergentes à leur périphérie, des cuvettes, des plateaux (Vatna-Jokull, en Islande, a 8 400 kilomètres carrés de superficie).

— Les *glaciers de cirque,* de dimensions réduites, occupent les montagnes dont le sommet dépasse de peu la limite des neiges persistantes. Ces glaciers sont dominés par des parois rocheuses abruptes, d'où descendent des avalanches qui les alimentent.



Institut de géographie alpine, Grenoble

▼ *A gauche, les matériaux issus de la gélifraction et tombés sur le glacier forment les moraines latérales (mer de Glace, Haute-Savoie).*



G. Mairani

A droite, roches moutonnées correspondant à un verrou glaciaire.

— Les *glaciers de vallée,* nombreux dans les chaînes alpines, ont la forme d'un réseau dendritique. Le secteur d'alimentation est constitué de plusieurs langues issues des cirques supérieurs. Ces langues s'unissent par des *confluences.* La langue résultante, de forme convexe car l'ablation est plus forte sur les bords en raison du frottement sur le rocher, descend vers l'aval ; elle est plus ou moins recouverte de dépôts, les *moraines.*

Les *moraines latérales* sont constituées par les matériaux tombés sur le glacier ou arrachés aux parois de la vallée. Quand deux langues glaciaires confluent, leurs moraines latérales rentrent en coalescence pour former une *moraine médiane.* La *moraine interne* est formée de pierres que le glacier transporte dans sa masse. Sur le fond, le glacier transporte des blocs représentant un volume appréciable : c'est la *moraine de fond.* Le glacier déplace sur son front des matériaux qui constituent la moraine de front, ou *vallum morainique.*

— Les *glaciers de piémont* s'observent quand les glaciers de vallée sortent de la montagne et forment des *lobes de piémont.* Ces lobes présentent alors un phénomène de fusion grandissant, surtout s'ils arrivent dans un secteur tiède, comme le glacier alaskien de Malespina.

Les processus de l'érosion glaciaire sont mieux connus grâce à la **cristallographie** et à la **dynamique** du glacier. La neige tombe sous la forme de cristaux enchevêtrés, de forme plus ou moins dentelée. Immédiatement après sa chute, la neige qui contient beaucoup d'air a une densité très faible (0,1). Sa densité augmente sous l'influence de la pression, des changements de température et des réarrangements à l'échelle moléculaire. La neige peut ainsi fondre, puis regeler. Elle se modifie plus vite sous les climats maritimes, caractérisés par une succession de redoux qui fondent la neige et de retours au froid, que sous les climats à gel durable, polaires ou continentaux. La neige qui a tenu pendant l'été est la neige de névé (densité : 0,6). Pour que la densité augmente, il faut plusieurs dizaines d'années, la glace pure ayant une densité de 0,91.

La glace coule de l'amont vers l'aval. La vitesse en surface est plus forte au centre que sur les bords. Cette vitesse, très lente sur les inlandsis, devient très forte sur leurs émissaires et sur les langues alpines ou alaskiennes. Elle peut être augmentée considérablement par une accumulation de glace : ainsi, dans la partie amont, la vitesse hivernale est généralement plus élevée que la vitesse estivale. Dans la partie aval, l'eau de fonte sous le glacier et l'appel au vide créé par l'ablation accroissent la vitesse en été.

Le mouvement de la glace est complexe : il procède à la fois du mode visqueux (ne conservant pas sa forme après avoir subi des efforts), du mode plastique (conservant les déformations) et du mode élastique. Ainsi, la glace peut soit ne pas mouler tous les creux de son lit, le vide existant alors entre les parois et le glacier étant la *rimaye,* soit épouser les obstacles, soit s'individualiser en courants juxtaposés, superposés ou emboîtés, soit enfin se casser en surface par des crevasses et en profondeur.

Le **travail de la glace** a donné lieu à des controverses. Les *ultraglacialistes* font de la glace le plus actif des agents d'érosion : elle peut creuser profondément et indépendamment de la topographie préglaciaire de la même façon que les eaux courantes agissent. C'est l'*hypothèse du lit fluvial.* Au contraire, les *antiglacialistes* admettent que les glaciers protègent le relief qu'ils recouvrent, et que leur action se limite au transport des débris issus de la fragmentation par le gel des matériaux situés au bord du glacier ainsi que sur l'espace occupé plus tard par le glacier. C'est l'*hypothèse du défonçage périglaciaire.* Enfin, les *transactionnels* admettent le creusement mais nient que la surface préglaciaire soit totalement remodelée. Le glacier se contenterait d'aménager le lit fluvial, transformant les bassins de réception en cirques et les vallées fluviales en auges. Sur la surface préglaciaire, le glacier débite en gros blocs les roches diaclasées surtout sur les secteurs inclinés vers l'aval, tandis que le frottement et l'abrasion seraient moindres sur les contre-pentes et les roches non diaclasées.

L'existence de ces différentes théories montre le caractère complexe du mouvement du glacier, qui peut agir soit en érodant considérablement, soit en agissant par légères touches.

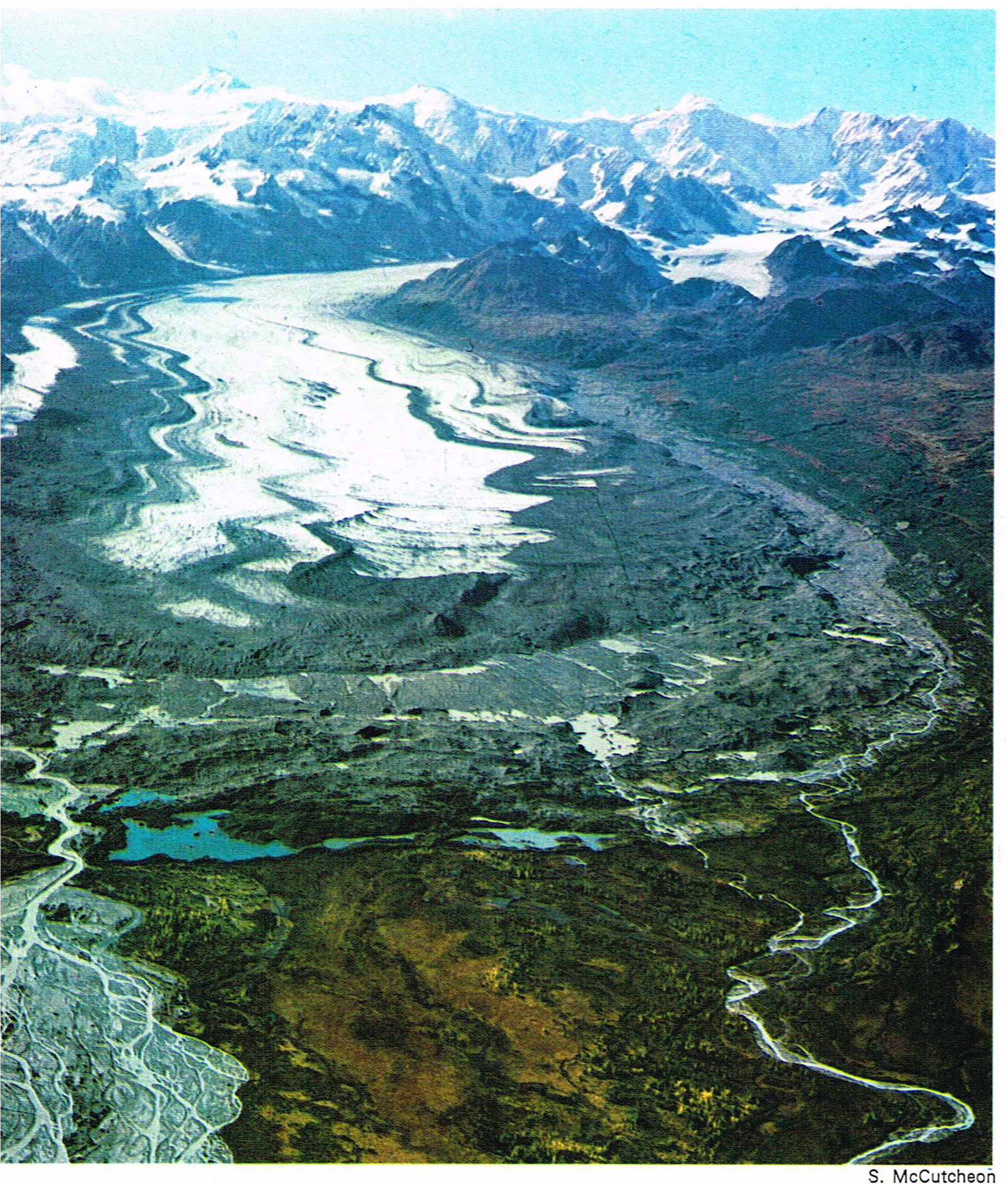
Aerofilms Limited

▲ Une région aujourd'hui libre de glaces : les environs du lac Hawes (Angleterre). Au premier plan, une ancienne auge glaciaire en U, en amont de laquelle on peut voir un cirque suspendu, barré par un verrou gradin; à gauche, un cirque à parois raides barré par un verrou isolant un lac.

Le glacier façonne le lit rocheux par les processus de raclage et de polissage. Le *raclage* résulte du frottement exercé sur la roche en place par les blocs et les débris contenus dans la glace. Sur les parois, le raclage crée des cannelures larges de 5 à 50 cm et de deux à cinq fois moins profondes. Sur les parois et sur le fond, les pierres emportées créent des stries profondes de quelques millimètres. Sur le fond, les pierres donnent naissance à des griffures, sillons étroits, qui fournissent des indications quant à la direction et au sens de l'écoulement de la glace. Le *polissage* est l'œuvre d'une glace peu chargée en matériaux grossiers. S'il dure longtemps, il entraîne une usure en arrondissant les saillies et donne naissance aux *roches moutonnées.* La glace érode également par *quarrying,* c'est-à-dire par déchaussement de blocs (surtout dans le cas des roches diaclasées). La glace façonne les matériaux transportés : les matériaux de la moraine de fond *(till* ou *duft)* sont plus triturés que ceux de la moraine de surface et contiennent par conséquent plus de limon. Les matériaux glaciaires sont peu aplatis et peu émoussés.

Les formes glaciaires

— Une des formes glaciaires les plus simples est le *cirque,* qui se présente sous la forme d'une dépression semi-circulaire dominée par des parois abruptes. Il existe des cirques en forme de niches accrochés au flanc de la montagne, présentant pour les plus étendus un fond plat occupé parfois par un lac et pouvant se terminer à l'aval par une contre-pente qui les barre, et des cirques en escalier comme le cirque de Gavarnie. Les cirques, rarement isolés, se groupent et leurs fonds sont à des altitudes voisines. Dans les régions de moyenne montagne, comme les Vosges, ils entaillent les croupes. Dans les hautes montagnes, ils entaillent des crêtes aiguës modelées non par l'érosion glaciaire, puisque la glace n'y subsiste pas, mais par le gel. Le niveau des crêtes reste sensiblement à la même altitude : cependant, une pyramide, ou *horn,* formée au point d'intersection des crêtes peut dominer. Une *niche de nivation* est sans doute à l'origine d'un cirque, le creux du cirque s'approfondissant par gélivation, d'abord entre les flaques de neige qui s'accumulent dans la niche, ensuite sur les parois.



S. McCutcheon

▲ *Vue d'un front glaciaire montrant des torrents alimentés par les eaux de fusion, et la zone d'accumulation de la marge glaciaire (glacier de Capps, Alaska).*

— La *vallée glaciaire,* due à l'action d'une langue glaciaire, affecte une *forme d'auge* caractéristique avec des flancs abrupts et un fond le plus souvent plat. Il existe également des vallées glaciaires en *V* dues soit au travail du *torrent sous-glaciaire,* soit au travail de la glace incapable de creuser une large vallée.

La vallée glaciaire, dont la largeur est importante par rapport à sa profondeur, présente des profils en long et transversal caractéristiques. Le profil en long de la vallée glaciaire montre une succession de secteurs approfondis et élargis, les *ombilics,* et de secteurs de moindre creusement le plus souvent rétrécis, les *verrous.* Les ombilics, résultat du surcreusement par la glace, sont souvent occupés par des lacs. Les verrous, saillies rocheuses moutonnées, peuvent soit barrer totalement la vallée et ne laisser le passage qu'à une gorge fluviatile, soit laisser d'assez larges passages quand ils sont constitués de bosses rocheuses juxtaposées. A l'aval, une irrégularité très nette est due le plus souvent au vallum morainique, qui peut barrer la vallée, tel l'amphithéâtre d'Ivrée au débouché de la vallée d'Aoste. L'origine des ombilics et des verrous pose le problème du surcreusement glaciaire, qui est fonction à la fois de l'épaisseur et de la vitesse du glacier. Le profil transversal montre également des irrégularités : celles-ci sont dues non seulement aux dépôts de moraines de fond et aux crêtes allongées des moraines latérales mais aussi à des épaulements qui dominent le fond de la vallée de quelques centaines de mètres. Ces *replats* peuvent être multiples et superposés, comme si les auges successives s'étaient emboîtées les unes dans les autres. L'*épaulement* s'explique par l'emboîtement d'une auge modelée par un glacier réduit dans une large vallée modelée par un grand glacier ou une vallée fluviatile. Les vallées glaciaires ne se raccordent pas toujours sur le même plan comme les vallées fluviales : on parle alors de *vallée suspendue.* Si un glacier dans sa vallée trouve un col de flanc dont le niveau est inférieur au niveau de la surface de la glace, il émet une digitation qui peut passer le col et le modeler en berceau : il s'agit alors des *cols de transfluence ou de diffluence,* nombreux dans les Alpes et plus rares dans les Pyrénées où la haute crête était un obstacle au franchissement des glaces.

— Les *plaines et plateaux glaciaires,* appelés *fjells,* ou *fjelds* en Scandinavie, présentent une topographie moins chaotique que les formes précédentes, bien que les vallées ne soient pas absentes de ces vastes espaces. Leur paysage est fonction de l'opposition entre des roches moutonnées par l'érosion et des zones d'accumulation : les *formes d'érosion* dominent dans la zone de départ des glaces (nord du Canada, nord de la Suède et de la Finlande), tandis que les *formes d'accumulation* se situent à la périphérie du glacier (Allemagne du Nord, nord de la plaine centrale des États-Unis). Les deux types de formes interfèrent souvent par suite des avancées et reculs des glaciers.

Les régions où dominent les **formes d'érosion** se présentent comme des ensembles bosselés dominant de petites dépressions, occupées le plus souvent par des lacs ou des étangs. Les formes d'accumulation sont diverses et dépendent de leur origine, qui se trouve soit sous le glacier, soit sur sa marge. Dans le premier cas, les paysages de drumlins et de plaines de moraines de fond dominent.

Les *drumlins* sont des collines en forme de dos de baleine généralement longues de quelques dizaines à quelques centaines de mètres, trois fois plus longues que larges en moyenne, et d'une hauteur ne dépassant pas 50 m, allongées dans le sens de l'écoulement de la glace et séparées par des dépressions le plus souvent marécageuses. Les drumlins correspondent à des épaississements de la moraine de fond que le glacier a modelés mais ils s'appuient le plus souvent sur un noyau rocheux. Si la moraine de fond n'est pas localisée par paquets, elle donne un relief moins différencié, tantôt plat, tantôt ondulé en collines. Le manteau morainique est généralement peu épais.

Les **formes d'accumulation** liées à la marge glaciaire sont plus complexes car le travail de l'eau de fonte et celui de la glace combinent les formes. Les eaux peuvent couler sur le glacier, sous le glacier, le long du glacier, ou encore contre le front du glacier. Dans ce dernier cas, les eaux sont dites *proglaciaires :* c'est l'origine des grandes vallées de la plaine germano-polonaise au Quaternaire ; elles peuvent également former des lacs, cas des Grands Lacs américains.

Les *osar* (au singulier, *os*) sont des collines à sommet irrégulier, dont les flancs vont de 5° à 20°, à profil transversal aigu ; ils peuvent s'étirer en bandes sinueuses sur des dizaines de kilomètres, alors que leur largeur varie de quelques dizaines de mètres à 500 m et que leur hauteur n'excède pas 50 m. Il semble que les osar soient des formes de recul glaciaire dues à des eaux de fusion.

Les autres formes d'accumulation sur la marge sont les *kames,* buttes à sommet généralement plat, et les *eskers,* associant des formes complexes filiformes et dilatées. Les moraines frontales donnent des formes plus ou moins compliquées suivant leur évolution. Les moraines de la dernière glaciation sont les plus fraîches ; elles forment ainsi les croupes baltiques.

En avant des moraines, les matériaux fluvio-glaciaires forment des nappes de matériaux fins (plus grossiers au pied des montagnes), appelés *sandurs.* Ils sont actuellement affectés par l'érosion postglaciaire qui crée des terrasses dans les nappes alluviales. La fonte des glaces lors des réchauffements climatiques se traduit par un *mouvement eustatique* positif, qui élève le niveau des mers, et par un *mouvement isostatique* également positif, qui soulève les blocs continentaux n'ayant plus à supporter le poids des inlandsis. Le relèvement eustatique est plus rapide que la compensation isostatique ; aussi une partie du continent ennoyée lors d'une transgression marine, postérieurement exondée par mouvement isostatique, peut-elle garder des traces d'une érosion marine.



S. Prato

▲ ***Le domaine périglaciaire** est celui des hautes altitudes et des hautes latitudes; le processus d'érosion qui explique cette forme de paysage est le **gel**.*

Les paysages périglaciaires

Le processus d'érosion qui explique les paysages périglaciaires est le gel. Il est d'autant plus efficace que la végétation se fait de plus en plus rare avec l'altitude d'une part, et la latitude d'autre part. Le matelas d'air constitué par la forêt entre le feuillage et le sol atténue en effet les contrastes thermiques dans le sol. De même, les régions gazonnées, telles que la prairie alpine, sont protégées vis-à-vis des effets du gel.

Caractères et domaines du gel

Le gel s'exerce dès que le sol ou la roche apparaît.

● Le gel est caractérisé par son *intensité* et par sa *durée*. La glace exerce le maximum de pression autour de — 25 °C. A ces températures, le gel, très intense, fend les roches les moins gélives. A des températures situées autour de 0 °C, la succession des *cycles gel-dégel* devient l'agent morphologique principal qui affecte surtout les roches poreuses, comme la craie. La durée du gel peut être le facteur primordial de l'érosion car la glace agit par ségrégations. La durée affecte principalement les roches diaclasées.

Selon les régions touchées par le gel, le sous-sol est soit gelé en permanence, soit dégelé entièrement en été. Les régions au sous-sol continuellement gelé correspondent à des températures moyennes annuelles très inférieures à 0 °C. Entre la couche superficielle (0,60 m d'épaisseur en moyenne) qui gèle en hiver et dégèle en été, appelée *mollisol,* et la couche profonde toujours dégelée par rayonnement interne, il existe une couche toujours gelée et appelée indifféremment *tjale,* ou *merzlota,* ou *permafrost,* ou encore *pergélisol.*

● Les régions actuellement affectées par le gel représentent environ 1/6 des terres émergées, auxquelles il faut adjoindre les régions situées au sud des premières et touchées par le gel pendant les périodes froides du Quaternaire. Actuellement, le domaine périglaciaire est celui des hautes altitudes et des hautes latitudes.

— Le *domaine des hautes altitudes* comprend l'étage de la prairie alpine et des crêtes. Plusieurs mois ont une moyenne thermique inférieure à 0 °C, mais les hivers ne sont pas aussi rigoureux que dans les régions polaires. Le gel joue cependant un rôle important, bien que le permafrost soit exceptionnel. Vers l'équateur, le nombre

de cycles gel-dégel augmente : il peut ainsi devenir quotidien à 5 000 m d'altitude (Andes équatoriales). Dans les Alpes, les faces Nord, recouvertes de verglas qui les protège du gel, s'opposent aux faces Sud, où les cycles gel-dégel sont fréquents et destructeurs.

— Le *domaine des hautes latitudes* comprend deux types. Le *type polaire continental* (Sibérie du Nord-Est) connaît un hiver sec et rigoureux au cours duquel la neige joue un rôle effacé devant le gel intense et durable, l'amplitude annuelle l'emportant sur l'amplitude diurne; le permafrost y est actuel. Le *type polaire océanique* (Islande) connaît des hivers moins rigoureux mais plus humides. Le gel, moins intense que dans le type précédent, est prolongé, plusieurs cycles gel-dégel apparaissant pendant l'année. L'existence du permafrost est fonction de la moyenne thermique annuelle, dont les variations sont liées à la plus ou moins grande rigueur de l'hiver : celui-ci est marqué et froid au Spitzberg, peu rigoureux dans les îles antarctiques, toutes les transitions pouvant exister entre ces types extrêmes.

Processus d'action du gel

Le gel dans le sol et dans les roches, la fonte des neiges et le dégel sont les processus d'action primordiaux liés aux régions périglaciaires, alors que le ruissellement et l'érosion éolienne tiennent un rôle secondaire. Le gel du sol dépend de la température du sol, qui est elle-même fonction de la température de l'air. A la surface du sol, l'amplitude des variations de température est supérieure à celle que l'on observe dans l'atmosphère car le sol se refroidit et se réchauffe plus vite que l'air. En profondeur, cette amplitude diminue. Quand les variations de température pénètrent moins profondément que le gel, il reste en profondeur le permafrost. Quand elles pénètrent plus profondément que le gel, celui-ci n'affecte qu'une couche peu profonde qui gèle ou qui dégèle soit quotidiennement, soit saisonnièrement : c'est le cas des régions où la température moyenne annuelle de l'air est supérieure à 0 °C.

Formes de ségrégation de la glace

Dans le sol, quand le gel est homogène, la glace se répartit entre les grains en les cimentant et en laissant ou non des vides. Cependant, le plus souvent, la glace agit par *ségrégations* selon les formes suivantes.

Les *pipkrakes :* ce sont des amas fibreux formés par la glace sous les grains ou les petites pierres du sol. La glace soulève ainsi ces matériaux de quelques centimètres. Les amas de glace qui se forment à l'occasion d'un gel brutal se groupent par paquets plus ou moins continus.

Les *lentilles de glace :* en profondeur, parallèlement à la surface du sol, la glace se fixe en lentilles ou en strates au contact de grains de taille différente. Quand le gel est durable, les lentilles prennent une grande dimension.

▼ Un exemple de dégradation de la roche sous l'effet des agents atmosphériques, et en particulier sous l'action du gel.



T. Poggio

Les *coins de glace :* quand la glace occupe des fentes verticales, qui sont soit des diaclases, soit des fentes de dessiccation ou de contraction thermique, elle forme des coins qui agrandissent les fissures. Le réseau de fissures présente en plan une forme polygonale. Les coins apparaissent lors d'un gel plus durable que rigoureux.

Les *pingos :* ce sont des buttes de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de haut, de forme circulaire et contenant une grosse lentille de glace. Ces buttes, qui apparaissent dans les roches meubles, sont dues à une circulation d'eau entre un permafrost et le sol superficiel gelé : l'eau, qui ne peut donner une source, gèle sous la forme d'une lentille qui enfle en soulevant la couverture végétale. En été, quand la glace fond, la butte disparaît progressivement pour donner naissance à une mare.

Le rôle du gel

Ce rôle se traduit par une augmentation de volume. Il est ainsi à l'origine des bombements superficiels dans les argiles et les limons, des soulèvements de blocs, des mouvements internes (quand l'augmentation de volume s'effectue en profondeur, elle entraîne des modifications dans la disposition des couches; ces modifications sont réunies sous le terme de *cryoturbation*), de la fragmentation des roches *(gélifraction)*. Si la roche donne des éléments granuleux, il s'agit d'une microgélivation, alors que la macrogélivation concerne les roches qui se fragmentent en blocs. Sur les versants rocheux, la gélivation entraîne par conséquent l'existence d'éboulis.

Les processus du dégel et de la fonte des neiges

Ils entraînent le ramollissement des sols et des roches sous forme de boues pâteuses. La *solifluxion* provoque la formation de coulées boueuses localisées. De plus, au moment du dégel, les petites pierres des pipkrakes peuvent se déplacer en tombant sur le sol à un endroit différent du lieu de soulèvement, et ce déplacement peut être à l'origine d'un tri des éléments.

Rôles du ruissellement et du vent

Le *ruissellement,* paralysé sur les versants pendant la saison du gel, reste secondaire pendant la fonte puisque la roche et le sol s'imbibent d'eau. Cependant, il peut être actif si des pluies violentes tombent sur le sol encore gelé, entraînant ainsi des ravinements.

Le *vent* a un rôle plus significatif, notamment sur les îles. Il peut déchirer la couverture végétale encore gelée, creuser des cuvettes dans les roches tendres, déchiqueter les roches résistantes, exercer une action de déflation sur les nappes alluviales. Il est aussi responsable du dépôt de *lœss,* formation d'époque froide qui est un limon jaune de nature calcaire. Le lœss s'est déposé soit sur la neige, soit sur le sol.

Les formes dues aux processus périglaciaires

Elles s'observent tant sur les espaces plats que sur les versants.

— Sur les *espaces plats,* les *sols polygonaux* sont les plus typiques : ils existent principalement dans les pays arctiques mais aussi dans les montagnes des régions tropicales et tempérées. Formés sur des roches très différentes, comme les basaltes, les calcaires, les moraines, ils se présentent sous la forme de polygones juxtaposés dont les dimensions varient de quelques décimètres à quelques mètres. Les polygones peuvent être limoneux en leur centre et pierreux sur les côtés *(cercles de pierres)* ou, au contraire, pierreux au centre et limoneux sur les côtés *(roses de pierres)*. Les polygones homogènes sont des polygones dits de terre. L'origine des sols polygonaux est confuse. Cependant les processus de rétraction à l'origine du réseau de fentes et les bombements sont sans doute primordiaux.

Hormis les sols polygonaux, les espaces plats montrent des *champs de boue,* formés sur du matériel fin. On les observe surtout dans les Andes et en Islande. Ils se présentent sous l'aspect de grumeaux juxtaposés, fixés parfois par la végétation.

Les *champs de pierres,* constitués par les débris issus de la gélifraction des roches, forment un chaos de blocs anguleux. Les pierres posées à plat sur un sol mou, tel le mollisol après le dégel, forment un dallage nival. Quand le sol gèle, les pipkrakes soulèvent les pierres, qui peuvent alors soit retomber à plat, soit se redresser les unes contre les autres si elles sont trop nombreuses. Les buttes gazonnées, ou *thufurs,* sont des monticules de dimensions réduites qui se groupent géné-

ralement en champs de buttes : elles résultent également d'une autre forme de ségrégation de la glace.

— Sur les *versants* le processus de gélifraction est à l'origine des accumulations de pierres, tandis que le processus de solifluxion donne des accumulations boueuses. Quand seule la gravité agit sur le versant, les amas pierreux forment *des éboulis de gravité*. Si l'action des pipkrakes s'y ajoute, les éboulis sont plus ordonnés et montrent une alternance de lits grossiers et de lits fins.

Les *coulées de blocs* se produisent sur des pentes faibles (les blocs sont entraînés par la boue). Ces *rock-glaciers* sont des coulées de blocs présentant un relief particulier de bourrelets transversaux convexes vers l'aval. La solifluxion des boues fines donne des formes différentes, comme les sols striés, sols polygonaux allongés dans le sens de la pente, les pieds de vache, les terrassettes et les coulées boueuses. Sous l'action du gel et de la solifluxion, le versant périglaciaire, à la fin de son évolution, est recouvert par un manteau de matériaux fins, à pente très faible et constante.

Le réseau hydrographique

Dans les pays arctiques, il est caractérisé par un drainage inorganisé où les dépressions fermées analogues aux dolines sont nombreuses. Les lacs, en général peu profonds, se forment à partir des mares dues à la fusion de la glace entre les bourrelets du sol. Ils s'agrandissent du fait du sapement des berges dû aux vagues et par fusion du pergélisol au contact de l'eau. Les vallées fluviales sont souvent ennoyées par les matériaux descendus des versants. Cependant, l'incapacité des cours d'eau périglaciaires à évacuer les débris issus de la gélifraction n'est pas générale : ainsi, dans les pays humides et peu gélifs parce que la couverture herbeuse s'est conservée, la charge n'est pas élevée et le débit peut être abondant. Les remblaiements s'observent quand la pente devient plus faible.

Les grands fleuves d'orientation méridienne, tels le Mackenzie (Canada) et les fleuves sibériens, sont caractérisés par une *crue de dégel* dont la progression est gênée par les glaces situées à l'aval et fondant plus tardivement : la crue s'étale ainsi sur plusieurs kilomètres de large et se traduit par des remblaiements. Quant aux petits cours d'eau coulant dans des régions planes, sèches, très froides et gélives, ils sont le plus souvent paralysés par leur charge.

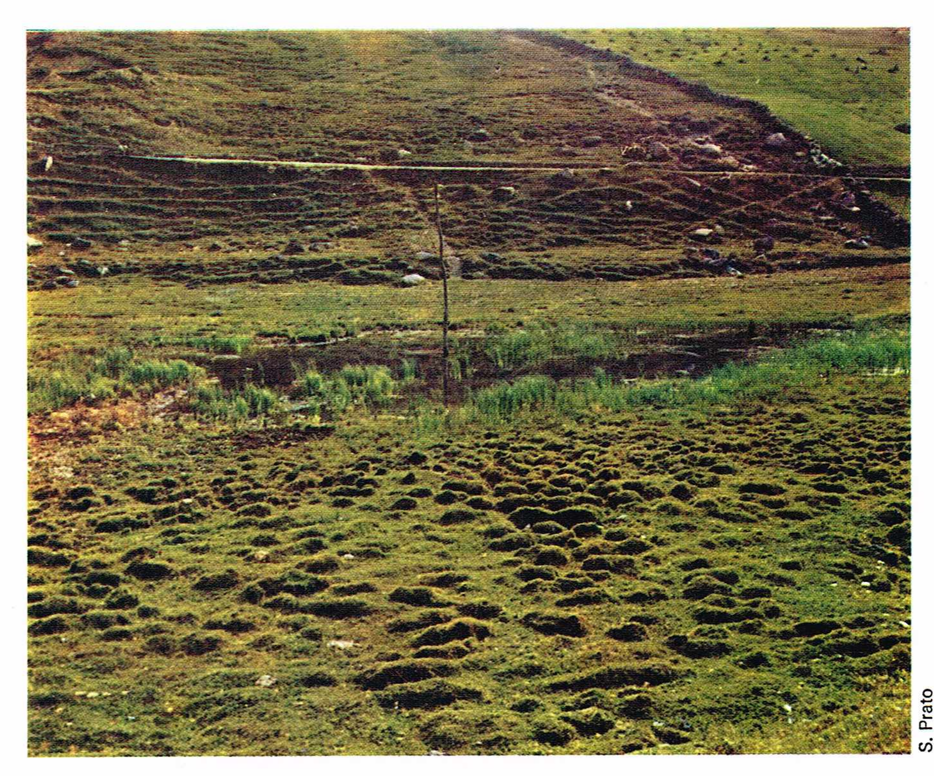
Les paysages arides

Les régions arides ou désertiques sont caractérisées par les traits suivants : un climat défini par des températures extrêmes à l'échelle du jour comme à l'échelle de l'année; des précipitations faibles (inférieures à 200 mm par an) et irrégulières à l'origine, d'une part, d'un écoulement spasmodique dont l'*oued* représente le type caractéristique du désert, et, d'autre part, de la rareté ou de l'absence de végétation; des vents fréquents et très forts qui sont l'agent principal de l'érosion désertique, les autres agents étant d'une part la température, dont l'amplitude diurne entraîne la désagrégation mécanique, et d'autre part le ruissellement sauvage.

L'action érosive du vent se traduit par la déflation et la corrasion. La *déflation* concerne le déblayage de débris meubles et secs provenant de la désagrégation physique ou chimique des roches. Elle entraîne ainsi un véritable tri *(vannage)* des matériaux, les débris les plus lourds restant sur place. La *corrasion* est l'attaque des roches grâce aux débris transportés.

Les grains, projetés par le vent, et qui acquièrent un aspect mat caractéristique par usure les uns contre les autres, érodent tous les reliefs à ras du sol, donnant ainsi des formes particulières, en champignon, ciselant des cannelures dans les argiles tendres (*yardangs* du Turkestan), façonnant des cailloux à facettes appelés *dreikanters*. Les champs de cailloux sont les *regs*.

Les aspects des **regs** sont très variés : il existe des regs de dreikanters, des regs de cailloux anguleux, des regs de composition hétérogène avec des cailloux anguleux de quelques centimètres de diamètre et des grains ronds de sable de l'ordre du millimètre qui, seuls, peuvent être déplacés par le vent. Le reg peut se présenter sous la forme d'un pavage serré de cailloux : dans ce cas, il n'évolue plus. Par contre, s'il existe des grains de sable entre les cailloux, le tri par le vent peut continuer.



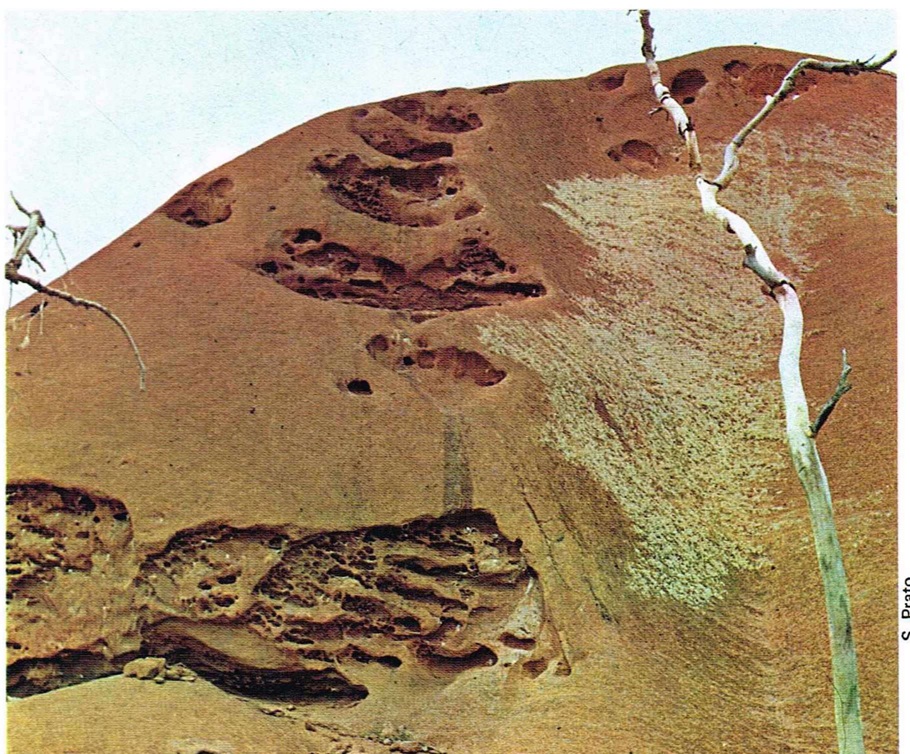
S. Prato

▲ *Un champ de buttes gazonnées ou* **thufurs.** *Ces formes sont issues de* **ségrégations de la glace.**

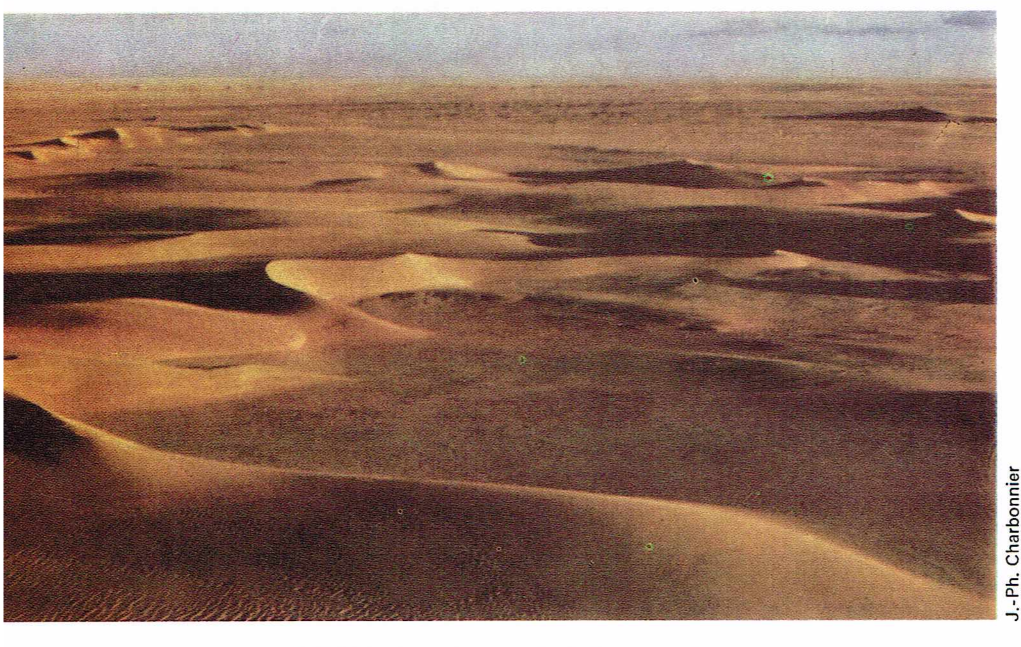
Le transport des débris par le vent s'effectue de trois façons différentes : par *suspension,* les débris les plus fins, les poussières, étant aspirés par des tourbillons ascendants et se déposant soit par diminution de vitesse du tourbillon, soit par précipitation; par *saltation,* les grains plus gros ou mus par un vent moins fort effectuant des bonds successifs selon une courbe dissymétrique tendue au départ et aplatie à l'arrivée; par *reptation,* les grains les plus gros qui ne peuvent être pris en charge par le vent se déplaçant quand les grains effectuant leur trajet par bonds successifs tombent sur eux.

La saltation et la reptation, se produisant généralement à ras du sol, conduisent à l'élaboration des grandes accumulations de sable classées en trois types. Les **plaines de sable** s'observent quand l'accumulation en sable est insuffisante. Les étendues informes, appelées **gozes,** résultent de l'accumulation de sable dans une région occupée par la végétation. Le troisième type, de loin le plus représenté, concerne les **champs de dunes,** ou **ergs,** dont l'origine est due à l'accumulation abondante de sable non cohérent.

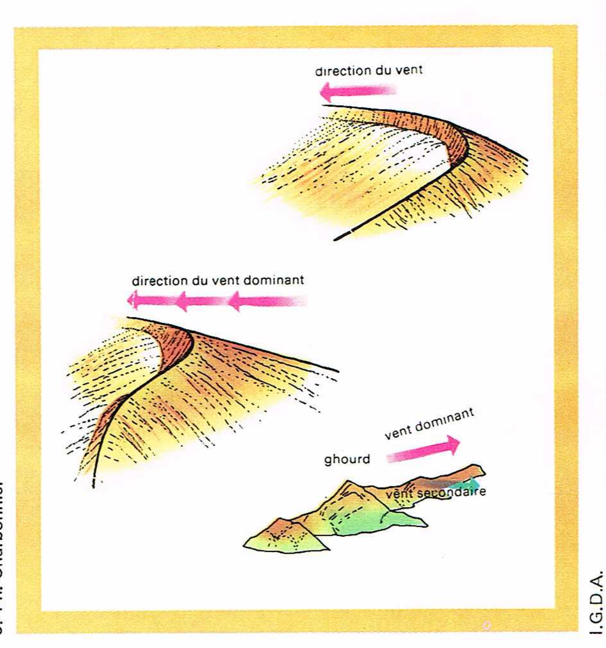
▼ *Les niches sculptées dans ces formations arénacées résultent de l'action érosive du vent (Ayers Rock, Australie centrale).*



S. Prato



J.-Ph. Charbonnier



I.G.D.A.

▲ *A gauche, un exemple de dunes en croissant : les* **barkhanes.** *A droite, différents aspects de dunes : en haut, une* **barkhane** *; au centre, un* **sif** *; en bas, une* **dune à crête de coq** *avec* **ghourd.**

La forme d'une *dune* varie en fonction de la force et de la direction des vents dominant et secondaire. La dune affecte d'abord la forme d'un bouclier, puis devient ovoïde à surface ridée et présente bientôt, dans le sens du vent, un profil en trois sections : la section d'accumulation, au vent, qui est en pente douce et se termine en biseau (*sif* au Sahara) ; une section en pente très raide, talus de retombée des sables, sous le vent ; une section en pente plus douce, due au placage du sable issu de la section supérieure par le tourbillon de retour. Le tracé de la dune affecte la forme d'un croissant dont les cornes sont situées au vent car elle progresse plus vite au centre qu'à ses extrémités. Ces dunes en croissant sont des *barkhanes* (Turkestan).

Le tracé prend également la forme d'un S et la dune est alors appelée *sif*. Un tel tracé s'explique par la variabilité des vents. Quand le vent est fort et l'alimentation insuffisante, la dune peut se scinder en son milieu et former deux longues chaînes parallèles au vent. Les couloirs dans lesquels s'engouffre alors le vent sont des *gassis*. Le vent secondaire soufflant sur les chaînes est responsable de la formation de dunes secondaires, de bras rattachés à la dune principale, laquelle montre alors des formes en crêtes de coq, en dents de scie, avec le plus souvent apparition de *ghourds*, pyramides formées par la coalescence d'un bras avec la dune principale.

La **désagrégation mécanique,** accentuée dans les régions désertiques par l'absence de végétation ainsi que de manteau de sol, et due aux variations thermiques considérables s'observant au cours d'une journée, entraîne dans les roches de fortes tensions allant jusqu'à l'éclatement. Ces éclatements brusques sont favorisés par l'humidification, si faible soit-elle, par la rosée ou par la pluie, qui élargit les diaclases. Le gel joue un rôle, en particulier sur les hauts sommets plus humides qui montrent ainsi, à leur pied, des talus d'éboulis. De même, les sels encastrés dans les pores des roches désintègrent celles-ci par hydratation ; le granite, notamment, se désagrège en arène.

Le **ruissellement,** excessivement rare dans un désert absolu, est actif dans les régions subdésertiques. Le paysage est transformé en quelques heures par une averse violente qui entraîne d'une part un ruissellement de type diffus, et d'autre part la crue des oueds, pourtant à sec toute l'année ; elle aboutit à une érosion puissante donnant un *relief de bad-land*.

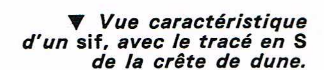
Le ravinement de type *bad-land* montre un réseau dense de ravins séparés par des croupes ou des crêtes, notamment sur les marnes et les argiles en pente forte. Une plaine désertique peut être traversée par un cours d'eau allochtone permanent (comme le Nil) ; cependant, les cours d'eau éphémères, les *oueds,* dont les eaux se perdent rapidement par évaporation et par infiltration, sont les plus caractéristiques. L'oued montre parfois des terrasses alluviales liées à des changements de climat.

Le paysage désertique n'est pas composé uniquement de formes d'accumulation, tels les ergs, et de formes dues à la déflation, comme les regs. Les **montagnes,** sans couverture végétale et sans sol, présentent un aspect raviné, décharné et pierreux. Les **plateaux,** appelés *hamadas* au Sahara, également nus, sont constitués à leur sommet d'une croûte durcie et mince, dont les bordures donnent soit des festons, soit des cuestas très raides, précédées le plus souvent de buttes témoins. Le paysage désertique montre également de grandes plaines, appelées **pédiplaines,** dominées par des reliefs isolés, les **inselbergs,** et de grandes surfaces inclinées mais transversalement planes, appelées **glacis.** Pédiplaines, glacis et inselbergs ne sont pas particuliers au paysage désertique. Ces formes sont également représentées au sein des régions tropicales humides.

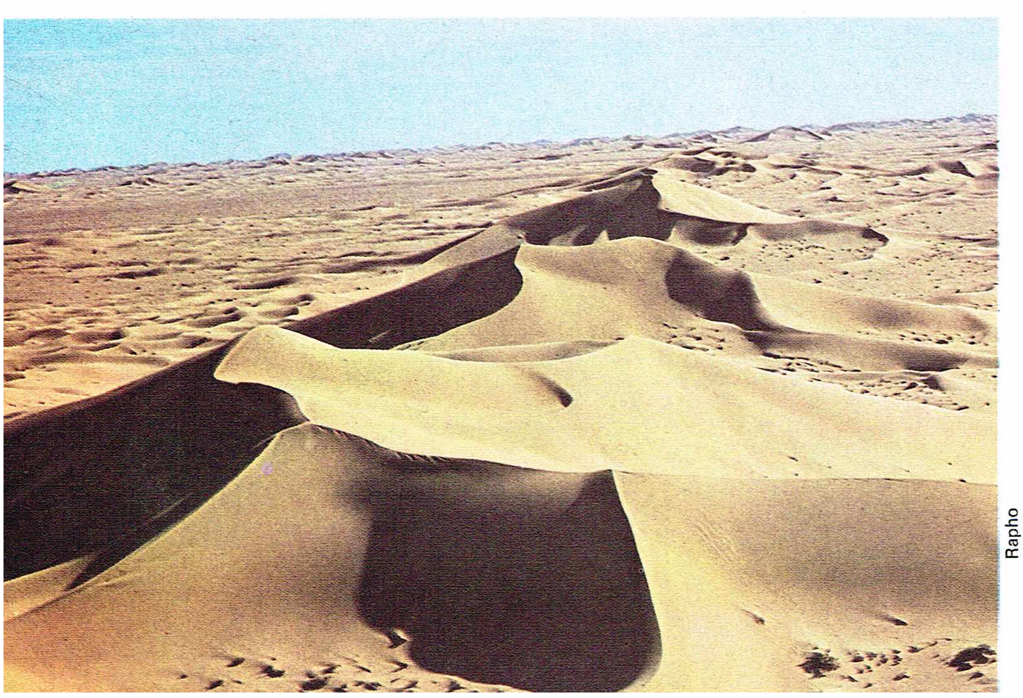
Les paysages tropicaux humides

Le climat des régions tropicales humides est caractérisé par des températures moyennes annuelles élevées et uniformes pendant l'année, ainsi que par de très abondantes précipitations. Ces conditions favorables assurent une très forte activité végétale. Des nuances apparaissent de l'équateur vers les tropiques. Deux grandes zones se différencient :

— La *zone équatoriale,* sans saison sèche (pluies réparties sur toute l'année) et sans oscillations thermiques annuelles. Le sol est gorgé d'eau toute l'année ; c'est le domaine de la *forêt dense*.



▼ *Vue caractéristique d'un* **sif,** *avec le tracé en S de la crête de dune.*



Rapho

Afrique Photo

— La *zone tropicale humide,* caractérisée par l'alternance d'une saison sèche (sans précipitations) et d'une saison humide. La forêt dense fait place à la forêt claire et à la *savane* (formation herbacée). Lorsque la sécheresse s'accentue (allongement de la saison sèche et faible total des pluies de saison humide), la savane fait place à des formations discontinues à épineux ou à cactées. On passe ainsi progressivement aux zones arides et aux déserts.

Cette succession des climats suivant la latitude peut être modifiée par la proximité de la mer : plus grande sécheresse des zones continentales, plus grande humidité des domaines océaniques (exemple de la zone sahélienne en Afrique).

Les **processus d'érosion** physico-chimiques et biologiques sont particulièrement efficaces du fait de l'abondance de l'eau et de la chaleur. Il s'agit essentiellement des phénomènes suivants :

— l'*hydratation;* sous l'effet de l'augmentation de volume qui en résulte, les roches se désagrègent et deviennent meubles; un très épais manteau d'arène recouvre les roches saines;

— la *réduction et l'oxydation :* sous l'action d'eau très chargée en produits organiques le fer est solubilisé;

— l'*hydrolyse des minéraux :* les ions H^+ et OH^- des solutions du sol remplacent les cations alcalins et alcalino-terreux des minéraux. Les structures cristallines sont détruites. Outre les bases, une part très importante de la silice est lessivée. Le fer et l'aluminium, également libérés mais peu mobiles, tendent à s'accumuler. La pédogenèse est très active. D'énormes quantités de débris fins sont produites (les profils d'altération atteignent 50 m d'épaisseur sur les pentes les plus faibles);

— les *éboulements en masse* sur les pentes supérieures à 40°;

— la *solifluxion* des matériaux fins sur les pentes plus douces;

— le *ruissellement* en film et le *creeping,* qui assurent difficilement l'évacuation des débris sur les versants.

L'*érosion fluviale* est inefficace bien que les quantités d'eau écoulées par les rivières soient les plus élevées du globe (de 0,3 à 2 m par unité de surface). D'une part, les grands fleuves ne connaissent pas de crues saisonnières comparables à celles des rivières des zones tempérées et périglaciaires, qui sont les périodes les plus efficaces du travail d'un cours d'eau. D'autre part, les versants ne fournissent pas de galets et de blocs indispensables au creusement du lit. Dans le lit, même les débris arrachés par la rivière se réduisent très rapidement en sables et en argiles.

Dans les régions tropicales à saison sèche, les énormes variations saisonnières des débits favorisent l'érosion latérale par étalement hors du lit mais non le creusement longitudinal. Par conséquent, le profil en long des rivières présente de multiples paliers qui se traduisent par des *cascades,* ou *rapides,* même à faible distance du niveau de base (exemple du Zambèze). Ces ressauts reculent très lentement, la rivière se bornant à nettoyer la roche saine des produits d'altération.

Dans les régions les plus humides, certains fleuves coulent non dans des vallées à versants nets, mais dans d'immenses plaines si plates que le sens de l'écoulement peut varier suivant l'importance des pluies d'un point à l'autre de la vallée.



Ostman - E. Muench

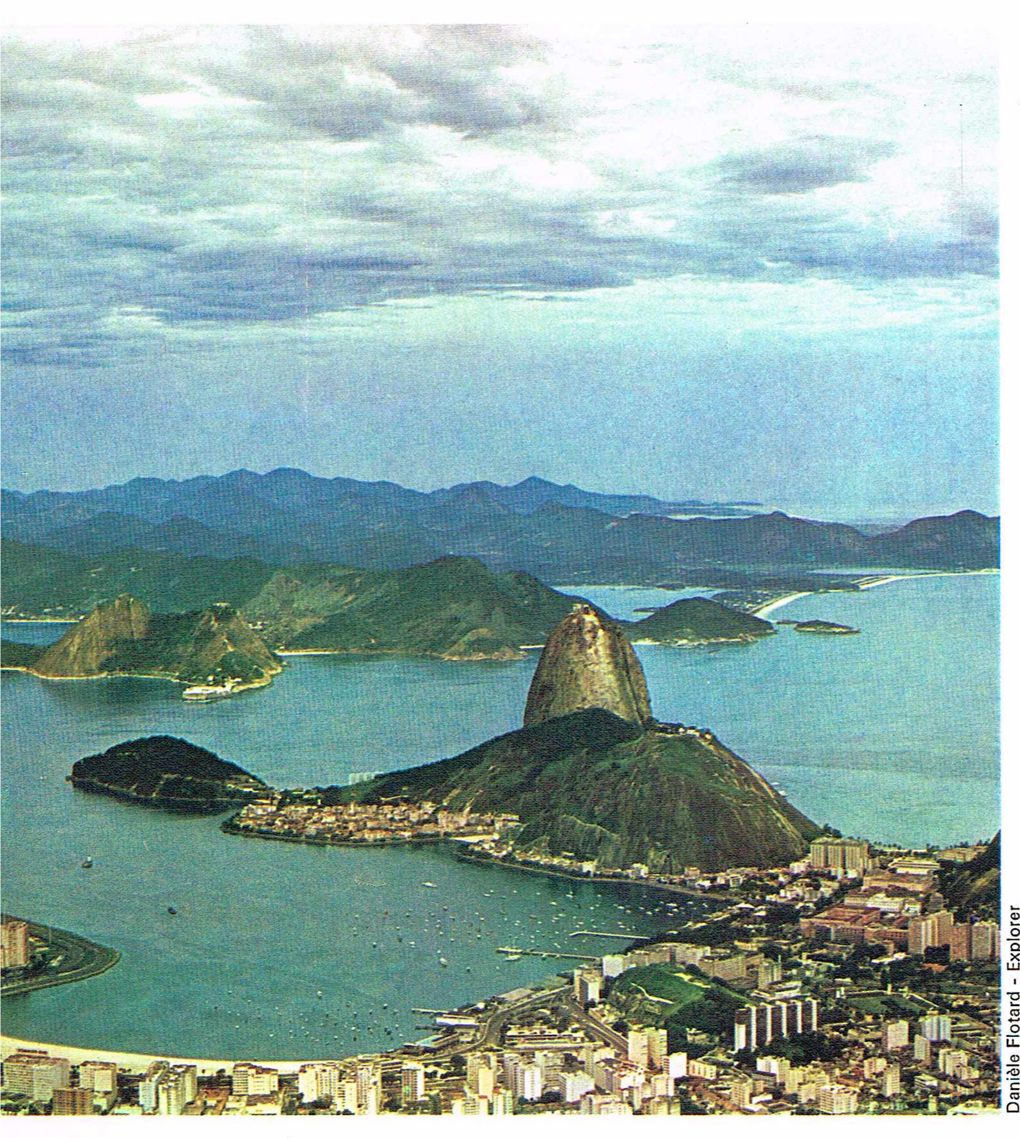
▲ ***En haut,* le profil en long des rivières présente de multiples paliers qui se traduisent par des cascades *(ici une cascade sur le Nil Bleu).* *Ci-dessus,* relief de bad-land, développé en roches tendres, dans la vallée Owens à la base du versant oriental de la sierra Nevada *(Californie).***

Le modelé de la forêt dense

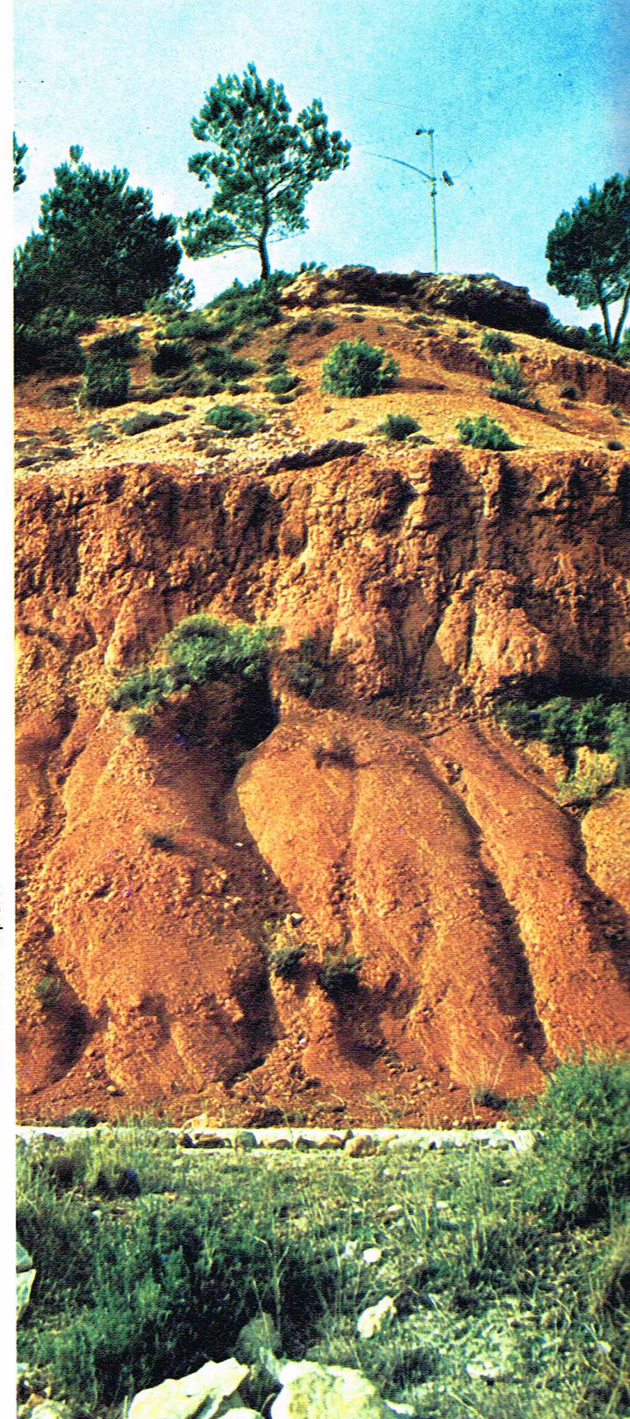
La pédogenèse et l'altération étant plus actives que l'érosion mécanique, il faut signaler les divers types de sols. La forêt dense est le domaine des *sols ferrallitiques.* Ces sols varient suivant les conditions de drainage.

— Dans les secteurs très bien drainés, les bases (Ca, Mg, K) et la silice libérées par l'hydrolyse des silicates sont entraînées par lessivage oblique. Les sesquioxydes de fer et d'aluminium (Fe_2O_3 et Al_2O_3), moins mobiles, s'accumulent : ces sols sont des *ferrallites.* Si la concentration en alumine est très forte, on a de la bauxite.

— Dans les secteurs à drainage médiocre, la silice n'est que partiellement exportée; de grandes quantités d'argiles de type *kaolinite* sont néoformées.



▲ *Une vue sur le* **pain de sucre** *de Rio (Brésil).*



▶ *Un exemple de* **cuirasse bauxitique** *en Provence; l'aluminium s'accumule avec un peu de fer au contact de la roche mère.*

— Dans les secteurs mal drainés et les bas-fonds, le milieu riche en bases et en silice favorise la genèse d'argiles de type *montmorillonite*. Lorsque la forêt est détruite et que l'équilibre climat-végétation est rompu, apparaissent des *cuirasses ferrallitiques*. On trouve aussi de grandes poches de roches pourries et d'épaisses couvertures d'arène. La topographie, confuse, est composée d'un dédale de croupes : les *demi-oranges*, croupes rondes à versants convexes doux; les *pains de sucre*, dômes très aigus à versants convexes très raides. La concavité basale de ces versants est très peu développée par suite de l'amenuisement rapide des débris.

Le modelé des savanes

Pendant la saison humide, les conditions d'altération sont très comparables à celles qui règnent en zone équatoriale. Inversement, durant les quatre à huit mois de la saison sèche, la nappe phréatique disparaît en profondeur et l'altération des roches est arrêtée.

La savane est le domaine des *sols ferrugineux tropicaux* et des *cuirasses ferrugineuses*. Dans ces sols, la silice n'est que partiellement lessivée; elle se combine avec l'alumine pour former principalement de la kaolinite et de l'illite. Pendant les périodes humides (engorgement des sols), le fer est entraîné et se concentre dans la partie inférieure des profils. Pendant la saison sèche, le fer se déshydrate et précipite. Il peut même se produire une induration de l'horizon riche en oxydes de fer, d'aluminium et de manganèse cristallisés. De vastes surfaces sont couvertes de carapaces et de cuirasses ferrugineuses. Si l'on peut briser à la main cet horizon induré, on parle de *carapace;* si le durcissement est plus important, on est en présence d'une *cuirasse* que l'on brise au pic. Trois grands types de cuirasses sont couramment distingués :

— les *cuirasses d'érosion;* lorsque la forêt dense ou la savane sont détruites, les sols sont érodés; les horizons meubles supérieurs sont décapés, et les horizons B d'accumulation des sesquioxydes, exposés au soleil, durcissent;

— les *cuirasses de nappe;* dans les dépressions, sur les plateaux à mauvais drainage, le fer s'accumule et précipite. Ces cuirasses sont très riches en fer et pauvres en aluminium;

— les *cuirasses d'accumulation relative,* qui représentent l'évolution extrême des sols ferrallitiques et sont moins fréquentes.

— Le moins mobile des éléments, l'aluminium, s'accumule avec un peu de fer au contact de la roche mère pour donner des *cuirasses bauxitiques*.

Toutes ces cuirasses, très résistantes, couronnent de nombreux plateaux, replats et glacis étagés. Les terrasses alluviales des fleuves sont souvent cuirassées par le fer

qui migre des versants. L'érosion mécanique l'emporte sur l'altération chimique dans la destruction des cuirasses : écroulement des bords par soutirage, ruissellement, etc. L'érosion isole de petites buttes et des lambeaux de glacis appelés *bowals*.

Formes d'aplanissement

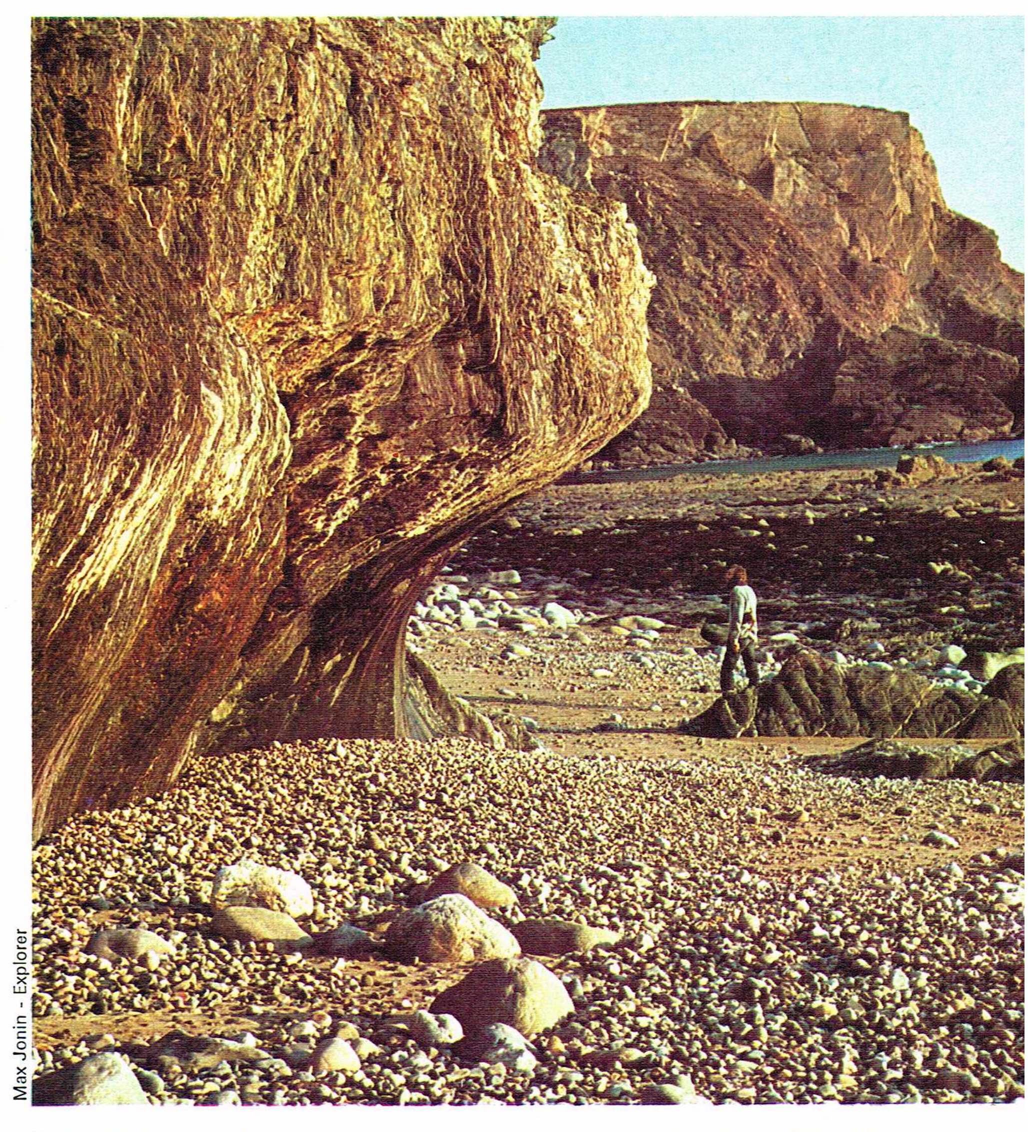
Les paysages présentent des formes de relief communes aux pays tropicaux humides et tropicaux secs (le glacis, la pédiplaine, l'inselberg).

Le **glacis** est une étendue plane, de pente latérale nulle, de pente longitudinale sensible (de 1 à 5 %). Il est balayé par des chenaux sinueux, les *rills,* qui coulent à sa surface sans s'y encaisser. Lorsqu'une rivière s'y encaisse, cela signifie que le glacis est ancien et en voie de destruction. Plusieurs glacis anciens peuvent s'emboîter les uns dans les autres. Vers l'amont, le glacis peut se raccorder à la montagne par des cônes d'accumulation ou être coupé de l'arrière-pays par un col de flanc. L'arrière-pays peut être une montagne, une zone de versants peu élevés ou un relief isolé : l'inselberg. Le contact glacis-montagne suit une ligne droite ou présente de nombreux rentrants : les *embayments*. Vers l'aval, le glacis débouche sur un oued, sur une plaine d'épandage, la *playa,* à lagune temporaire : la *sebkra ;* dans certains cas, le glacis passe insensiblement à une pédiplaine. On distingue les *glacis d'érosion* et les *glacis d'accumulation*. Si le glacis est développé en roche tendre, on parle d'érosion ; s'il est développé sur roche cristalline, on parle de *pédiment*. Lorsque la forme plane du glacis est acquise par remblaiement des creux et étalement d'alluvions ou de colluvions, le glacis est dit d'accumulation. Un même glacis peut passer d'un type à l'autre.

La **pédiplaine** présente une pente presque nulle dans toutes les directions. Comme le glacis, elle est immense et se raccorde à une montagne ou à un inselberg. Les rivières ne s'encaissent pas dans la faible couverture de débris qui la recouvre. En zone tropicale humide, elle porte parfois une cuirasse ferrugineuse. Les processus de formation des pédiplaines, des pédiments et des glacis sont assez semblables. Les pédiplaines résulteraient de l'altération des roches sous climat tropical humide. Les cours d'eau déblaieraient et étaleraient simplement les débris fins. Lorsque la saison sèche s'accentue, l'altération diminue au profit de la désagrégation mécanique des roches. La violence des précipitations favorise l'*érosion aréolaire :* de véritables nappes d'eau s'étalent au débouché des montagnes et décapent de larges surfaces de roches altérées ou désagrégées. Le sapement des rills et des oueds contribue à élargir ces glacis. Les pédiplaines et les glacis situés actuellement en zone sèche évoluent très lentement et sont presque immunisés. Ces formes caractérisent des climats plus humides, anciens, et sont héritées. De même, dans les régions équatoriales, les pédiplaines et les glacis ne sont pas en équilibre avec le climat actuel, mais représentent un héritage de climats anciens à saisons plus contrastées.

L'**inselberg** est un relief vigoureux, haut de quelques dizaines de mètres à plus de 500 m, dominant une pédiplaine, un glacis ou un relief de croupes. Il se présente isolé ou en massifs. Ses formes sont diverses : à sommet plat (témoin d'un ancien aplanissement) parfois cuirassé, effilé, en dos de baleine, à bosses, en pain de sucre (forme caractéristique des pays équatoriaux). Les pentes latérales varient de la pente moyenne au surplomb. En pays tropical sec, les flancs de l'inselberg évoluent lentement par desquamation et formation de boules et de taffoni. En pays tropical humide, le recul des versants est plus rapide. La résistance de la roche sur les parois de l'inselberg en climat équatorial est mal expliquée. On distingue deux types d'inselberg : les *inselbergs de dureté,* correspondant à un noyau de roche particulièrement résistante ; les *inselbergs de position,* situés très loin des talwegs, et issus du recoupement de versants raides reculant parallèlement à eux-mêmes. La formation des inselbergs reste un problème controversé. Il est cependant probable que leur dégagement s'est produit pendant des crises climatiques anciennes. Les pentes furent débarrassées de leur couverture d'altération et les noyaux rocheux résistants mis en relief. Le cas des inselbergs confirme la complexité de la morphologie des pays tropicaux, où les formes climatiques actuelles ou récentes s'associent aux formes héritées de climats légèrement différents.

Fabius Henrion - Explorer



Max Jonin - Explorer

▲ ***Le domaine intertidal est soumis d'une part à l'action de la mer, d'autre part aux processus d'actions terrestres; ici, un type d'érosion marine dans la presqu'île de Crozon.***

Les paysages littoraux

Le **domaine intertidal** est le domaine de contact entre la terre et la mer : il est compris entre les plus hautes et les plus basses mers et correspond, au sens strict, à l'*estran*.

Le *marnage,* différence entre les plus hautes et les plus basses mers, oscillant généralement autour de 2-3 m, peut présenter des valeurs inférieures (quelques décimètres en Méditerranée) ou nettement supérieures (plus de 10 m au Mont-Saint-Michel et près de 20 m dans la baie de Fundy, au Labrador). De la même façon, l'estran extrêmement étroit en ce qui concerne les mers à marées peu sensibles, peut s'élargir considérablement (20 km pour les veys normands). Le domaine intertidal, compris au sens large et englobant ainsi une partie des fonds toujours immergés et une partie de la côte exceptionnellement submergée, est soumis d'une part à l'action de la mer, et d'autre part, dans une moindre mesure, aux processus d'actions terrestres.

Parvenues à la côte, les **vagues,** après avoir subi des changements de direction (réfraction, réflexion et diffraction) et des variations de caractères relatifs à un phénomène ondulatoire (longueur d'onde, vitesse, cambrure), déferlent (c'est le déferlement, ou *surf*) soit en volutes *(pluging breaker),* soit par déversements *(spilling breaker),* et, enfin, se transforment en *ondes de translation,* le *swash,* décomposé en *jet de rive (uprush)* et *retrait (backwash)*.

Sur une plage, la vague exerce une action d'érosion double : creusement dans le cas du déferlement en volutes, et érosion laminaire ou en nappe lors du retrait. Elle transporte les matériaux soit par roulage, soit par mise en suspension, en particulier lors du déferlement et

du jet de rive. D'autre part, dans le swash elle exerce une action de répartition et de triage de matériaux.

Au pied d'une falaise, la vague agit par pression sur la roche et sur l'air comprimé par l'eau dans les fissures, par succion lors du retrait, par chocs de blocs déplacés, par mitraillage d'éléments moins grossiers et par jaillissement sur un obstacle.

Les vagues donnent naissance à des **courants,** tels les *courants d'arrachement,* perpendiculaires au rivage, étroits, rapides, affectant toute la tranche d'eau. La *dérive littorale,* ou *courant de débris,* est un agent de transport fondamental : elle résulte de l'arrivée en incidence oblique des vagues au rivage, les matériaux cheminant alors en dents de scie. Les *courants de marée,* très rapides aux rivages, sont particulièrement puissants dans les détroits de chaque côté desquels l'heure de la marée est différente (détroit de Messine) ainsi que dans les détroits où le courant de marée est canalisé. Les courants de marée peuvent être renforcés par des *courants de décharge* assurant une vidange. Les autres courants, dus soit aux vents, soit aux différences de densité, jouent un rôle mineur en morphologie littorale.

Processus subaériens

Les parties rocheuses situées au-dessus de l'estran sont soumises au ruissellement des eaux de pluie et aux paquets de mer. L'*eau* infiltrée provoque surtout la dissolution des calcaires par l'intermédiaire de fissures, et des éboulements quand une couche argileuse forme la base d'une falaise. Le *gel*, qui élargit les fissures du haut des falaises, joue un rôle plus significatif encore à la base de celles-ci où il est à l'origine, dans les mers froides, d'un *pied de glace* dont les glaçons sont constitués d'eau de mer gelée et de neige tassée. L'action principale du pied de glace est l'éclatement de la base de la falaise par gel de l'eau de fonte qui a pénétré les fissures. En outre, le pied de glace amortit le déferlement des vagues.

Le *vent* a une double action : indirecte par l'intermédiaire des vagues, directe par l'édification des dunes littorales. Les *processus chimiques* concernent particulièrement les calcaires, dont le facteur essentiel de dissolution semble être les variations diurnes de la quantité de gaz carbonique dissous au niveau des eaux littorales et des mares. La désagrégation de ces dernières est liée à l'alternance humidification-assèchement. Les *influences biologiques* ne sont pas négligeables : ainsi, les coraux et les Algues calcaires construisent des récifs. Les Algues jouent un rôle de freinage sur les vagues, tandis que les Algues pourvues de crampons transportent les pierres auxquelles elles sont fixées. Enfin, les animaux perforants taraudent certaines roches, les animaux triturants et fouisseurs assimilent certains sédiments, et les Poissons, les Mollusques et les Crustacés disloquent les roches diaclasées.

L'interaction des processus d'origines marine et terrestre conduit à des formes littorales *d'érosion*, comme les falaises, *d'accumulation,* comme les plages, et *de construction,* comme les récifs coralliens.



▼ ***Exemple de falaise verticale taillée dans du basalte : la falaise de Moher (Islande).***

Michel Hétier

Une **falaise** est un ressaut littoral en pente plus ou moins forte, de hauteur variable et dépourvu généralement de végétation. A son pied, elle est le plus souvent précédée d'une plate-forme rocheuse de pente plus faible, mais celle-ci peut manquer (la falaise est alors dite *plongeante* et la côte *accore*). L'élaboration d'une falaise ne résulte pas seulement de l'affouillement du relief continental par la mer mais aussi de l'intervention de processus subaériens divers. L'érosion marine agit à la base des falaises en donnant des surplombs, tandis que l'infiltration des eaux atmosphériques ainsi que les conséquences des variations de température et des cycles gel-dégel entament les parties surplombantes, qui finissent par s'écrouler à l'occasion de tempêtes ou de pluies violentes et par former, à la base de la falaise, un talus d'éboulis. La mer déblaye les débris, tandis que les matériaux plus résistants deviennent par roulage et usure des *galets*.

Le recul d'une falaise est fonction de la nature des roches qui la composent et de l'orientation des couches. L'érosion est d'autant plus rapide que les couches sont inclinées vers la terre. Dans les matériaux meubles, tels les sables, les alluvions, les cendres volcaniques, l'évolution est rapide et se fait par glissements *(landslips)*.

Les falaises de type argileux sont découpées par des ravins (bad-lands). Les coulées boueuses s'étalent sur la plage en loupes rapidement déblayées par la mer. Les falaises composées d'une roche cohérente et rigide au sommet et d'une roche imperméable à la base sont sujettes à d'énormes glissements et présentent un profil comparable à celui de blocs faillés, au pied desquels s'étirent des loupes de solifluxion.

Les falaises constituées de roches cohérentes montrent soit un profil vertical (basaltes à structure colonnaire, schistes, calcaires) et évoluent par éboulements brutaux, soit un profil convexe (grès durs). Ces falaises sont recouvertes de végétation de telle sorte que seule la partie inférieure de la falaise subit l'action des vagues : il s'agit par conséquent de *fausses falaises*.

Une *falaise morte* (par opposition à une *falaise vive*) est située en retrait du rivage ou en position perchée par rapport à celui-ci. Les falaises, protégées de l'érosion littorale par une végétation dense, évoluent surtout par glissement de masses de sol.

Une **plage** est une accumulation sableuse littorale, le terme *grève* s'appliquant aux accumulations de galets. Une plage montre trois grandes zones.

La *plage off-shore,* ou *sous-marine,* est toujours immergée ; sa partie la plus littorale est entaillée par des *sillons prélittoraux* (bâches) se formant sous l'action des houles perpendiculairement à leur direction de propagation et dont l'origine serait les remous sur le fond. La plage sous-marine montre également des rides plus ou moins symétriques qui donnent aux fonds sableux l'aspect de tôles ondulées : ce sont *les ripple-marks* dues aux vagues et aux courants et dont la distance entre les crêtes est de l'ordre du décimètre. Les ripple-marks sont soit symétriques, soit dissymétriques quand le courant est turbulent, soit encore rhomboïdales quand plusieurs trains de rides interfèrent.

La *plage proprement dite,* ou *estran,* correspond à la zone qui ne se découvre qu'à marée basse et présente également des ripple-marks ainsi que *des croissants de plage*. Ces derniers présentent la forme de festons de 0,5 à 1 m de profondeur et de plusieurs mètres d'amplitude. Leur origine est encore mal connue.

La *haute plage* ou *back-shore,* est formée de sable sec (sauf à l'occasion de tempêtes) et se distingue des dunes littorales par l'absence de végétation. Parallèlement à la ligne de rivage se répartissent sur la haute plage les *gradins de plage,* ou *berms,* qui sont les témoins de l'engraissement de la plage et sont recouverts par des ripple-marks de petite taille dues à l'action du vent. L'engraissement de la plage est lié aux courants et aux vents. Les sédiments que les courants acheminent ont une origine soit littorale (par érosion de la côte par la mer), soit sous-marine (par dragage des fonds par la houle et les courants de marée), soit encore fluviatile. Les apports éoliens sont particulièrement importants sur les côtes désertiques.

Immédiatement en arrière de la plage s'étendent généralement les **dunes littorales,** résultant de l'accumulation par le vent de sable sec soustrait à l'estran. La forme des

◀ ***Les vagues et les courants sont à l'origine des*** **ripple-marks** ***; ici une plage de l'Alaska.***

Mc Cutcheon

▼ ***Un exemple de dune*** **littorale :** ***la dune du Pilat, près d'Arcachon; c'est la plus haute dune côtière d'Europe (100 m environ).***

dunes est fonction d'une part de l'alimentation en sable, et d'autre part de la force du vent.

Un vent de force moyenne et une alimentation abondante sont à l'origine de petites dunes *(nebkhas)* qui se réunissent en un cordon parallèle au rivage. Un vent fort et une alimentation plus faible en sable donneront naissance à des *dunes paraboliques* qui, à la différence des régions arides, présentent la concavité au vent. Par coalescence, les dunes paraboliques constituent des *dunes en râteaux*. La permanence d'une dune est liée à sa fixation par la végétation naturelle (joncs) ou plantée (pins). La disparition de la couverture végétale provoque la reprise de l'érosion éolienne qui ouvre des brèches de forme semi-circulaire, les *caoudeyres*. Le sable arraché donne des *pourrières*, dunes de reconstitution, puis des *dunes en traînée*. La dune initiale prend le nom de *croc*.

Outre les plages, il faut signaler les **dépôts littoraux** se présentant sous la forme de rides et de *flèches littorales*, reliées ou non à la terre ferme.

Les *crêtes d'avant-côte émergées* apparaissent dans les régions où les houles dominantes sont obliques par rapport à la côte et se raccordent à celle-ci par des festons. Si les apports sédimentaires sont abondants, il se crée une flèche littorale reliée au rivage; la présence de cette flèche est toujours liée, d'une part, à un courant de direction constante transportant les sédiments, et, d'autre part,

Pierre Petit - Explorer





▲ *Derrière le long cordon sableux édifié en bordure de la côte languedocienne,* *les* lagunes *et les* étangs *saumâtres s'envasent peu à peu (environs de Palavas-les-Flots).*

▼ *Un exemple de* marais maritime : *on distingue au premier plan le* schorre, *ou herbu, submergé exceptionnellement et recouvert de végétation, séparé de la* slikke, *située dans la zone de balancement des marées, par une microfalaise, le* talard.

Flip Morton



à l'existence d'un point d'appui (îlot rocheux) et de profondeurs faibles.

Les flèches tendent fréquemment à barrer une baie ou un estuaire. Dans ce cas, elles prennent le nom de *poulier* (nom picard) et progressent par allongement sous la forme de *crochets*.

Dans l'estuaire, au poulier fait face *le musoir,* qui est soumis à une érosion active. La flèche peut isoler une nappe d'eau, qui se transforme en lagune.

Le *tombolo* est une autre forme classique d'accumulation littorale unissant la côte à une île voisine. Il s'explique par la réfraction des vagues derrière l'île ou par l'interférence de deux trains d'ondes qui déposent les sédiments. Les tombolos sont fréquemment simples (Quiberon), parfois doubles (Giens) et rarement triples (Ortebello). La création d'un tombolo suppose une faible profondeur du chenal séparant l'île de la côte et l'absence de courant dans ce chenal.

Les autres formes d'accumulation littorale concernent en particulier les flèches sableuses appelées *queues de comètes*. Celles-ci s'appuient sur une île isolée en mer et se développent en triangle effilé vers la mer sur la rive de l'île abritée par rapport à la houle.

Séparée de la mer par une construction littorale, une **lagune** est une étendue d'eau salée ou saumâtre communiquant avec la mer par des passes (les *graus* du Languedoc) qui se maintiennent par l'action érosive des courants de marée.

Lorsqu'elle est colmatée, la lagune se transforme en **marais maritime.** L'accumulation de vase d'origine marine ou continentale, soit en arrière d'une flèche littorale, soit dans une baie, soit encore par colmatage de la partie abritée d'un estuaire, forme un marais maritime qui se divise classiquement en deux parties : une partie basse, située dans la zone de balancement des marées et dépourvue de végétation, la *slikke* (vasière en Vendée) ; une partie haute, submergée exceptionnellement, formée de vase desséchée, et portant une végétation de plantes halophiles : le *schorre,* ou herbu. Une microfalaise marque la limite entre la slikke et le schorre : c'est le *talard.* Un réseau de chenaux caractérisés par des branches de flot et de jusant sillonne le marais maritime. Dans les pays tropicaux humides, les vasières se fixent d'autant plus rapidement qu'une végétation aquatique d'arbres à racines aériennes (palétuviers) y prend pied, constituant une zone de végétation dense : la *mangrove.*



D. Faulkner

◀ ***Vue d'un récif-barrière; on observera la passe qui mène au lagon (île de Western Carolina, du groupe des Manihiki, Polynésie).***

Les formes de construction littorale concernent principalement les **édifications coralliennes.** Les coraux ne sont constructeurs de récifs que dans des limites assez étroites déterminées par la température des eaux (jamais inférieure à 18 °C), la profondeur des eaux (jusqu'à 25 m), la salinité (entre 27 et 40 $^0/_{00}$) et la turbidité. Cette écologie explique que les coraux croissent dans les mers tropicales mais non sur les côtes orientales des océans, où le phénomène d'*upwelling* refroidit les eaux de surface.

La forme élémentaire des récifs coralliens est l'*atoll,* constitué d'une couronne de corail entrecoupée de passes plus ou moins larges et entourant un *lagon* dont la profondeur excède rarement 100 m. La zonation d'un atoll est la suivante : une pente externe abrupte (45°) avec des surplombs; une *crête* constituée d'Algues calcaires formant la partie la plus haute de l'atoll sur laquelle viennent se briser les vagues déferlantes, ce qui empêche la formation de colonies de coraux de grande taille; en arrière de la crête, se développe le *platier* récifal, large en moyenne de plusieurs centaines de mètres, et constitué en partie de corail mort recouvert de corail vivant entre les creux desquels s'accumule du sable; vers le lagon, le platier récifal plonge selon une pente interne douce portant des colonies de corail. Le lagon, à fond parfois plat et tapissé de sable calcaire, est parsemé le plus souvent de *pinacles* coralliens qui affleurent à sa surface ou qui sont totalement immergés.

Les autres formations coralliennes sont les *récifs-barrières,* qui enferment des îles non coralliennes (Queensland), les *récifs frangeants,* bordant de très près une terre non corallienne et protégés ou non par une barrière, *les récifs annulaires* à lagon peu profond, qui sont de petits atolls, les *platures coralliennes,* récifs isolés sans forme particulière, et *les récifs immergés ou surélevés,* de formation ancienne. La formation d'un atoll semble résulter de l'affaissement progressif d'une île dans la mer, le récif frangeant devenant d'abord un récif-barrière, lequel devient enfin un atoll par disparition totale de l'île.

La classification des **types de côtes** est compliquée par l'excessive variété des rivages. Il est possible cependant de distinguer deux grandes catégories : les côtes primaires, dans l'élaboration desquelles la mer n'a qu'un rôle mineur, et les côtes secondaires, où les actions marines sont responsables des formes dominantes.

● Les *côtes primaires* comprennent les côtes modelées par l'érosion continentale, en particulier celles qui ont subi la transgression flandrienne (submersion se traduisant par une avancée du trait de côte sur le continent), la plus récente, les côtes résultant de l'accumulation de dépôts continentaux, les côtes d'origine volcanique, les côtes d'origine tectonique.

— Les *côtes d'érosion continentale* sont de trois types : les *côtes à rias,* vallées fluviales envahies par la mer, présentant ainsi en coupe un profil en V et décrivant des méandres et ramifications analogues à ceux

▼ ***Vue aérienne de la ria d'Étel dans le Morbihan, montrant à l'aval un goulet étroit et à l'amont un véritable golfe.***



Alain Perceval



Aerofilms Limited

▲ *Un exemple de vallée glaciaire envahie par la mer : le Loch Ness (Écosse).*

des affluents (les rias les plus typiques s'observent en Galice et en Bretagne) ; les *côtes à fjords,* vallées glaciaires envahies par la mer présentant un profil en U et dont la profondeur augmente d'aval en amont ; les *côtes à calanques,* qui semblent être des cavités karstiques envahies par la mer (les calanques de Cassis sont renommées).

— Les *côtes d'accumulation* présentent les types suivants : les *côtes à deltas ;* les *côtes de plaine alluviale,* la plaine alluviale basse étant édifiée par les apports des fleuves côtiers plus ou moins parallèles et étant bordée par une longue plage rectiligne (côte orientale de la Corse) ; les *côtes de dépôts glaciaires,* les côtes à drumlins étant facilement reconnaissables par l'émersion d'îlots de forme ovoïde.

— Les *côtes d'origine volcanique* sont des côtes circulaires ou à grands lobes : en effet, d'une part, une île volcanique montre, si l'édifice n'a pas été défiguré, un contour plus ou moins circulaire ou elliptique (côte occidentale de l'Écosse), et, d'autre part, certaines îles peuvent comprendre plusieurs volcans, la côte offrant alors autant de lobes qu'il y a d'appareils (Hawaii). L'ennoiement des caldeiras par la mer crée un type de côte originale avec des parois vertigineuses dominant une baie centrale (par exemple, l'île de Santorin dans la mer Égée).

— En ce qui concerne les *côtes d'origine tectonique,* le type le plus simple est celui d'une côte bordée et formée par une faille récente (golfe de Californie). Des blocs faillés parallèles au rivage donnent naissance à une côte d'escarpement de faille précédée d'îles (la côte provençale entre Sicié et Cavalaire). Sur la côte dalmate, les îles parallèles au rivage correspondent aux anticlinaux, tandis que les synclinaux sont à l'origine des chenaux et des baies.

● Les *côtes secondaires,* côtes primaires remaniées par les actions marines, comprennent les côtes en voie d'érosion, telles les côtes à falaises, et les côtes à tendances d'accumulations de sédiments détritiques ou organiques. Celles-ci concernent les côtes à flèches littorales, les côtes à tombolo et les côtes construites, telles les côtes coralliennes.

L'évolution littorale, pour autant qu'il est possible de l'appréhender puisque la transgression est un phénomène récent, tend vers la *régularisation* du rivage par sapement des caps d'une part, et par colmatage des lagunes formées en arrière de flèches barrant les baies d'autre part. Cette régularisation se produit de telle façon que la côte tend à prendre une direction perpendiculaire par rapport à la houle dominante. Celle-ci est déterminée en fonction de la direction résultante des vents les plus forts et les plus fréquents venant de la mer ainsi que du trajet maximal effectué sur la mer par le vent (ce trajet est le *fetch*). Ainsi, il est possible de prévoir l'orientation que tend à prendre la côte.

Les applications de la géomorphologie

L'observation, la description et l'explication des paysages restent les préoccupations essentielles de la géomorphologie. Toutefois, depuis une décennie, la géomorphologie traditionnelle s'est muée en une géomorphologie dynamique qui s'attache surtout à démonter les ressorts inhérents aux processus actuels et passés et déterminant l'évolution d'un paysage par rapport aux divers éléments qui le constituent. Aussi la prévision de l'évolution d'un paysage est-elle aujourd'hui l'une des tâches majeures de la géomorphologie, dont les applications sont multiples à la surface du globe. Dans le domaine géologique, les morphologues se sont particulièrement efforcés de préciser les structures, les modelés, les discontinuités des couches, les affleurements des gisements rocheux ainsi que l'organisation et le type de drainage des réseaux hydrographiques. C'est dans le domaine de la construction (barrages, digues, etc.) que les enseignements de la géomorphologie s'avèrent très utiles : en effet, la nature des dépôts et des sols doit faire l'objet d'études poussées déterminant leur mobilité, leurs caractères vis-à-vis d'un système d'érosion donné, etc. Les aménagements agricoles, surtout dans les pays en voie de développement, supposent un véritable quadrillage morphologique relatif, notamment, aux formations superficielles.

Ainsi, la géomorphologie appliquée peut rendre de grands services à l'homme dans tous les domaines où la prévision à long ou moyen terme est possible grâce, d'une part, aux connaissances théoriques et, d'autre part, aux observations et aux expériences effectuées sur le terrain.

BIBLIOGRAPHIE

ARCHAMBAULT M., LHENAFF R., VANNEY J.R., *Documents et méthode pour le commentaire de cartes,* T.P. Masson, Paris, 1967. - BIROT P., *Précis de géographie physique générale,* Masson, Paris, 1965. - COLL., *Géographie générale,* Encyclopédie la Pléiade, Gallimard, Paris, 1965. - COLL., *la Mer,* Encyclopédie Alpha, fascicules 18, 51, 74, 121, Paris, 1971-1975. - DERRUAU M., *Précis de géomorphologie,* Masson, Paris, 1962. - DUCHAUFOUR Ph., *Précis de pédologie,* Masson. - GEORGE P., *Dictionnaire de la géographie,* P.U.F., Paris, 1954. - GORCHKOV G., YAKOUCHOVA A., *Géologie générale,* Mir, Moscou, 1967. - GUILCHER A., *Morphologie littorale et sous-marine,* P.U.F., Paris, 1954. - STIGLIANO, *Encyclopedia italiana delle Scienze,* nos 76 et 77. - TRICART J., CAILLEUX A., *Introduction à la géomorphologie climatique,* t. 1, S.E.D.E.S., Paris, 1965. - VIERS G., *Éléments de géomorphologie,* Nathan, Paris, 1967.



F. Mancini - G. Sanesi - G. Ferrari

◀ « *Le sol* ***est un milieu vivant et dynamique qui permet l'existence de la vie animale et végétale... Il est un élément fondamental de la biosphère et contribue, avec la végétation et le climat, à régler le cycle hydrologique et à influencer la qualité des eaux. » Ici, un paysage dans le massif de Maiella (Italie), montrant l'étagement altitudinal de la végétation; au premier plan, le village de Campo di Giove.***

PÉDOLOGIE

La pédologie (du grec πέδον = plaine) est la partie de la science du sol qui étudie la formation et l'évolution des sols. Sa finalité repose sur les faits suivants : quand une roche est mise à nu et subit l'action des agents atmosphériques, en un temps plus ou moins long elle se transforme profondément : elle s'effrite, sa structure s'effondre, ses constituants se décomposent et se modifient. Des organismes vivants se développent dans les produits ameublis et apportent de la matière organique qui se mélange plus ou moins intimement aux minéraux de surface. En drainant, les eaux de pluie entraînent des matériaux qui sont exportés au loin ou déposés à certains niveaux, où ils s'accumulent. La roche de départ, relativement homogène d'aspect, se différencie progressivement en un milieu nouveau, constitué de couches superposées de natures variées. Il se forme ainsi un *sol* caractérisé par la succession de ces couches, appelées *horizons*.

Même s'il est souvent transformé par l'homme, le sol est un objet naturel et dont l'étude doit être globale. Pour le pédologue, il apparaît comme un corps organisé qui est à la fois le résultat et le siège de processus complexes. La pédologie se différencie par conséquent de la géologie ou de la géochimie, qui considèrent le sol comme le terme ultime de la transformation et de la dégradation de la roche, et aussi de l'écologie, de la botanique, et de l'agrologie (édaphologie), pour lesquelles il est le milieu permettant le développement de la végétation ou des cultures.

Historique

La pédologie, en tant que science indépendante, est de création récente (fin du XIXe siècle). Pourtant, la notion de sol a attiré l'attention des hommes depuis fort longtemps. Les sols ont d'abord été considérés comme le support des plantes utiles, contribuant par là à la subsistance de l'humanité. En effet, on s'est aperçu très tôt qu'ils n'étaient pas tous comparables et, en particulier, qu'ils n'étaient pas tous capables de fournir les mêmes produits en quantité et en qualité. A partir de ces observations, des choix s'appuyant sur une certaine connaissance du milieu naturel ont été faits par les agriculteurs. Ces choix peuvent être constatés depuis la plus haute antiquité. Ils expliquent pour une grande part la distribution des berceaux de civilisation. Ainsi, la Bible fait de fréquentes allusions à des tractations sur la valeur des terres. Dans ses *Géorgiques,* Virgile fournit de précieux renseignements sur leur estimation. Les Romains savaient qu'une terre est d'autant plus riche qu'elle est plus noire et que cette couleur est due à une substance, *l'humus,* qui fut pendant très longtemps considérée comme l'unique aliment des plantes.

Ce n'est qu'au XVIe siècle que Bernard Palissy signala l'importance des « sels » du sol. Au XVIIIe siècle, Van Helmond nota le rôle du gaz carbonique (CO_2) de l'eau du sol dans l'alimentation des plantes. De Saussure étudia les rapports entre les compositions des plantes et celles des sols dont elles sont le reflet. Les travaux de Liebig en Allemagne, de Boussingault en France et de Lawes en Angleterre montrant que les produits enlevés par les récoltes doivent être restitués au sol, ouvrirent la voie à l'industrie des engrais. Au XIXe siècle, le développement rapide de la chimie donna une impulsion considérable aux études des sols qui restèrent dominées en Europe occidentale par le souci de l'amélioration des techniques agricoles. On utilisa pour cela les méthodes de la chimie, de la physique et de la microbiologie.

Cependant, des considérations économiques allaient amener les chercheurs à développer des systèmes d'évaluation de la valeur des terres débouchant sur la cartographie des sols. Les premiers essais (Rissler-Lagatu) n'étaient en fait que des cartes géologiques détaillées des formations de surface qui montrèrent rapidement leurs limites.

Il fallut attendre la fin du XIXe siècle pour que la pédologie naquît en tant que science spéciale. Le terme est dû à Dokouchaev, géologue russe, qui le premier a considéré le sol comme une entité naturelle susceptible d'être étudiée pour elle-même, et a commencé à la décrire et à la classer en tant que telle. Lors de travaux dans les grandes plaines d'Ukraine (d'où la racine du mot, signifiant plaine) et à l'est de Moscou dans la région de Gorki, il étudia des terres noires, ou tchernozems, puis des sols à horizon couleur de cendre, ou podzols, noms vernaculaires passés depuis dans le langage scientifique.

En comparant ces différents profils, Dokouchaev arriva aux conclusions fondamentales suivantes : dans une région donnée, la nature du sol est pratiquement indépendante de la roche mère; sa formation est liée à la végétation; entre diverses régions, le sol est d'abord fonction du climat. Et il donne la définition suivante : « Les sols sont des corps naturels indépendants, dont chaque individu présente une morphologie particulière résultant d'une combinaison spécifique du climat, de la matière vivante, de la roche, du relief et de la durée d'évolution. La morphologie de chaque sol, telle qu'elle se manifeste dans le profil, reflète les effets combinés d'une série particulière de facteurs génétiques déterminant son développement. »

Partant de ce concept, il présenta un nouveau système de classification s'appuyant sur les principaux facteurs de la formation du sol, à savoir le climat et la végétation. La cartographie des sols se trouva alors facilitée. De quelques points d'observation bien choisis, on pouvait dès lors extrapoler les résultats sur les bases connues des facteurs généraux du milieu. Les travaux de Dokouchaev eurent un très grand retentissement et ses idées



Richard Colin

▲ *Représentation cartographique de la répartition mondiale des grands types de sol (d'après Duvigneaud), dont elle illustre la zonalité climatique.*

se développèrent rapidement en Russie d'abord, en Europe centrale et aux États-Unis ensuite, c'est-à-dire dans des pays vastes et peu peuplés où les besoins du développement obligeaient à définir rapidement les sols et à en reconnaître la répartition.

Ce n'est que vers les années 1925-1930 que les concepts pédologiques firent leur apparition en France (Agafonoff-Erhart). La première Carte générale des sols fut éditée en 1934. Les nouvelles idées ne se développèrent d'abord que très lentement, même si la cartographie pédologique, très limitée en France, commençait déjà à avoir plus d'importance en Afrique du Nord. Ce n'est qu'après la Seconde Guerre mondiale qu'elles allaient prendre une rapide extension, d'abord dans les régions tropicales francophones, où il était nécessaire de dresser un inventaire rapide des ressources naturelles, et en particulier des sols, puis en France pour les besoins d'aménagements planifiés.

Le développement de la pédologie dans le monde entier depuis 25 ans est remarquable. Cette science est étudiée et enseignée dans tous les pays. Une Association internationale de la science du sol (A.I.S.S.), dont le secrétariat général est à Rome (Italie), regroupe l'action des diverses sociétés nationales (pour la France : Association française pour l'étude du sol, ou A.F.E.S.). Un congrès international réunit tous les quatre ans des milliers de spécialistes répartis en plusieurs commissions : physique des sols; chimie des sols; biologie des sols; fertilité des sols et nutrition des plantes; génétique des sols, classification et cartographie; technologie des sols. Sous l'égide de la F.A.O., les cartes pédologiques des cinq continents ont été réalisées à l'échelle du 1/5 000 000 et de très nombreuses cartes à plus grande échelle existent dans la plupart des pays du monde. En se développant, la pédologie devient chaque jour plus complexe et fait appel aux techniques les plus avancées des sciences de la Terre, des sciences biologiques, de l'informatique, etc. Elle est ainsi, et de plus en plus, une des bases fondamentales de la connaissance du milieu naturel et, de ce fait, de l'aménagement des territoires.

Les contraintes que lui imposent la vie moderne ont amené à dresser une charte européenne des sols, dont le libellé liminaire est le suivant :

« Le sol est un milieu vivant et dynamique qui permet l'existence de la vie animale et végétale. Il est essentiel à la vie de l'homme en tant que source de nourriture et de matières premières. Il est un élément fondamental de la biosphère et contribue, avec la végétation et le climat, à régler le cycle hydrologique et à influencer la qualité des eaux.

« Le sol constitue une entité en lui-même. Comme il contient les traces de l'évolution de la Terre et des êtres vivants et constitue par ailleurs le support des paysages, son intérêt scientifique et culturel doit être pris en considération. »

Le sol est l'un des biens les plus précieux de l'humanité.

La notion de sol

Lorsque les roches sont mises à l'affleurement et se trouvent en contact avec l'atmosphère, elles sont soumises à des conditions de milieu très différentes de celles sous lesquelles elles se sont formées. C'est le cas d'un granite qui s'est normalement constitué en profondeur dans l'écorce terrestre, dans des conditions de fortes pressions et de hautes températures; c'est également le cas d'un calcaire qui s'est édifié dans les conditions d'une mer tropicale. Soumises aux actions du climat, ces roches vont subir des contraintes liées à des échanges d'énergie qui vont tendre à les transformer vers un nouvel équilibre. Les roches sont détruites. On dit qu'elles *s'altèrent*. Cette *altération* se traduit par une division de la masse initiale en matériaux de plus en plus fins, et par une transformation des constituants élémentaires qui vont plus ou moins disparaître (par dissolution par exemple), se modifier et se réorganiser entre eux. Dans un premier stade, la roche est ébranlée mécaniquement mais sa structure se conserve (c'est un *régolithe*); cependant, très rapidement, dans un second stade la structure s'effondre (on a alors un *saprolithe*).

En même temps que cette croûte d'altération se transforme et pénètre en profondeur dans la roche, elle est soumise à un certain nombre de mécanismes qui provoquent un mélange plus ou moins complexe de ces matériaux. Il se produit des remaniements mécaniques par effondrement, par érosion, par tassement et par glissement, qui sont liés au façonnement des formes du relief. Certains produits sont triés, d'autres sont entraînés sur des distances plus ou moins grandes, d'autres encore viennent contaminer le milieu, tels les colluvions, les alluvions, les poussières volcaniques, les sables éoliens, etc. Ainsi, le matériau meuble résultant de l'altération d'une roche en place se différencie de plus en plus de celle-ci; c'est ce qu'on appelle le *matériau originel*.

Très tôt, souvent au tout premier stade de l'altération, des organismes vivants (micro-organismes, végétaux

inférieurs) prolifèrent. Ils introduisent dans le milieu des éléments nouveaux, le carbone et l'azote, inconnus du monde minéral originel. Cette activité biologique et les produits qui en dérivent agissent sur les constituants minéraux pour les solubiliser, les transformer ou les stabiliser. Des végétaux supérieurs ainsi que des animalcules divers se développent à leur tour, participant à la formation d'une couche de matière organique qui se différencie dans les niveaux supérieurs des produits altérés.

Les eaux de pluie qui tombent sur cet ensemble suivent des trajets variés : ruissellement en surface, percolation en profondeur sous l'action de la gravité, mouvements latéraux internes. Elles entraînent certains matériaux, tels que les sels, le calcaire, le fer, l'argile, etc., pour les déposer ailleurs. Certains niveaux sont ainsi appauvris, alors que d'autres sont enrichis. Les différents constituants s'organisent et se disposent les uns par rapport aux autres suivant des modalités déterminées qui sont fonction du climat, de la pesanteur et de la perméabilité. Ces modalités varient avec le temps de sorte que, peu à peu, s'individualisent des couches à propriétés particulières mais bien définies, qui sont grossièrement parallèles à la surface du terrain et qui se superposent suivant un ordre déterminé. Un *sol* s'est formé, qui se caractérise par une tranche verticale, ou *profil,* différencié en une succession de couches horizontales : les *horizons*. Ces derniers traduisent donc l'anisotropie verticale moyenne du sol.

Les horizons successifs sont d'autant mieux différenciés que le profil est plus évolué. En effet, le sol n'est pas un milieu stable, inerte, limité à quelques décimètres de terre végétale, présentant certaines propriétés physiques et chimiques déterminées par une roche sous-jacente : c'est un *complexe dynamique* (Duchaufour). Il s'agit d'un milieu complexe qui doit être considéré dans tous ses aspects, physiques, chimiques et biologiques, et surtout d'un milieu dynamique, qui s'individualise progressivement sous l'influence des facteurs du milieu. Il prend naissance à partir d'un matériau minéral (la roche), et il évolue jusqu'à atteindre une certaine stabilité qui correspond à un équilibre nouveau; il peut disparaître lorsque des conditions différentes apparaissent. Ainsi, lorsqu'on étudie un sol en place, on ne saisit que l'expression instantanée de l'action des différents facteurs. Il est donc indispensable de situer ce stade le long d'une chaîne évolutive.

Les sols jeunes sont très superficiels, peu épais, très voisins de la roche mère initiale. Aucun horizon n'est différencié. Les sols faiblement évolués sont caractérisés seulement par une couche enrichie en humus (horizon A), reposant sur la roche mère altérée (horizon C). Le profil est du type AC. Lorsque l'évolution se poursuit, un horizon résultant de l'altération plus poussée de la roche mère mais pauvre en matière organique, se constitue [horizon (B)]. Le profil est alors du type A (B) C. Enfin, les phénomènes de translocation, de migration de substances caractérisent les sols encore plus évolués. Les horizons supérieurs s'appauvrissent en éléments fins ou solubles par suite de leur entraînement par les eaux d'infiltration (éluviation). Ils sont dits *horizons lessivés,* ou *éluviaux,* et sont toujours désignés par la lettre A. Suivant leurs teneurs en humus, on les subdivise en A_1, horizon où se trouvent en mélange matières organiques et minérales, et A_2, horizon essentiellement minéral. Les horizons inférieurs sont, au contraire, enrichis en éléments venant de la surface. Ce sont les *horizons d'accumulation,* ou *illuviaux,* désignés par la lettre B. Le profil est du type A B C. Il correspond au degré maximal de développement du profil.

Dans les faits, le problème est souvent plus complexe : les sols peuvent se former sur un substratum hétérogène, constitué de strates variées susceptibles d'interférer sur la morphologie des profils, et l'interprétation est alors difficile. C'est ainsi que la superposition de couches sédimentaires peut simuler une succession d'horizons pédologiques : un apport sableux superficiel rappelle un horizon A_2 lessivé; une couche argileuse profonde simule un horizon B d'accumulation. On croit se trouver en présence d'un sol très évolué, alors qu'il s'agit ici d'un *pseudo-profil* qui peut être très jeune. Parfois, aussi, certains sols se forment à l'emplacement même où existe un sol plus ancien, *sol fossile* appelé souvent *paléosol,* qui s'est développé dans des conditions différentes de celles du milieu actuel. Le sol fossile joue le rôle de matériau originel, et il est délicat de distinguer ce qui revient à la pédogenèse actuelle de ce qui est hérité de la pédogenèse ancienne. Des profils pédologiques bien différenciés peuvent se trouver modifiés après coup, de sorte que la succession normale des horizons n'est plus visible. Par exemple, l'érosion peut enlever les horizons humifères de surface, le sol est alors *tronqué*. Inversement, un sol peut être *enterré* par des matériaux alluviaux ou ruisselés. En surface, les horizons peuvent être perturbés par des engins divers, instruments agricoles ou de génie civil.



R. Maignien

▲ ***Un type d'altération du granite : un sol rouge fersiallitique sur des roches vertes, basiques, au Cameroun. La présence de ce sol suggère des influences de type méditerranéen au Quaternaire récent.***

Si tous ces phénomènes rendent l'étude des profils délicate, il s'agit cependant d'une opération fondamentale qui est à la base de toute pédologie. Cette importance a amené les pédologues à établir un vocabulaire et à mettre au point des glossaires pour les descriptions des horizons du profil, glossaires qui permettent actuellement des traitements informatiques des données de sol. Les variables descriptives sont standardisées, ordonnées ou quantifiées. Les plus couramment utilisées sont les suivantes : profondeur en centimètres, humidité, couleur (d'après un code international), matière organique, carbonates, sesquioxydes, éléments grossiers, texture (composition mécanique de la terre fine), structure (arrangements en édifices élémentaires des constituants du sol), porosité, consistance, revêtements divers (argile, fer, matière organique), figuration de sels solubles, distribution des racines, traces d'activités biologiques, formes de transition d'un horizon à l'autre.

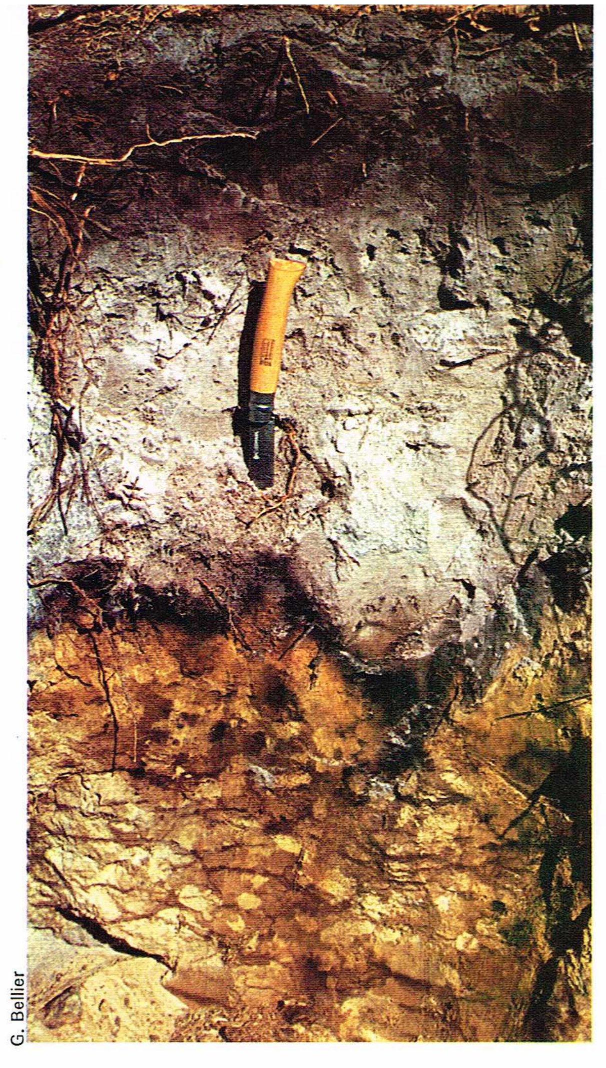
De même, les pédologues ont été amenés à donner une valeur synthétique à chaque horizon et à établir une nomenclature. Suivant les pays, les définitions changent légèrement. Mais elles sont actuellement suffisamment convergentes pour qu'une liste minimale en soit fournie. En France, une Commission nationale (Commission de pédologie et de cartographie des sols ou C.P.C.S.) donne les définitions suivantes.

— *Horizon A*. Les horizons A_{00}, A_0 d'une part et l'horizon A d'autre part se superposent dans l'ordre indiqué quand ils sont présents simultanément dans le profil.

★ A_{00}, horizon de surface, formé de débris végétaux (feuilles, brindilles et autres), facilement identifiable, parfois désigné par les lettres L (litière) ou O (organique).

★ A_0, horizon constitué de débris végétaux partiellement décomposés et pratiquement non reconnais-

▶ *Les pédologues ont été amenés à établir une nomenclature ainsi qu'un glossaire des horizons qui permettent toutes les descriptions des horizons de profil; ici, un podzol humoferrugineux, près de Rambouillet, nettement caractérisé par sa litière mal décomposée, des horizons A_2 cendreux, et B_2 d'accumulation de matière organique et de fer.*



G. Bellier

sable sur le terrain. Cet horizon peut être subdivisé en F (fermentation) et H (humus). La couche H se distingue de F par l'absence complète de structure végétale.

Ces deux horizons sont mesurés de bas en haut à partir du sommet de A_0. L'un ou l'autre peut manquer. Ils sont les produits d'accumulation, au-dessus de la partie minérale du sol, de débris organiques dont la décomposition est lente et qui ne s'incorporent pas au sol proprement dit.

L'horizon A est un horizon majeur occupant la partie supérieure ou l'ensemble du profil du sol et présentant soit l'un ou l'autre des caractères suivants, soit les deux en même temps : la présence de matière organique et l'appauvrissement en constituants tels que l'argile, le fer, l'alumine, etc. Il se subdivise de haut en bas en horizons A_1, A_2 et A_3.

★ L'horizon A_1 est un horizon le plus souvent de couleur sombre, comportant en général moins de 30 % de matière organique bien mélangée à la partie minérale. Cet horizon peut être éluvié ou non. Il est parfois surmonté ou imprégné d'une mince couche de substance soluble.

★ L'horizon A_2 est un horizon de couleur plus claire que l'horizon sus-jacent; il est appauvri en fer, en argile, en aluminium, avec une concentration corrélative de matériaux résistants. C'est un horizon d'éluviation par lessivage de constituants en solution ou en suspension. Les éléments se déplacent généralement soit à l'état dissous, soit dispersés vers l'horizon B ou hors du profil.

★ L'horizon A_3 est un horizon de transition entre A et B mais plus proche de A que de B. Si l'horizon de transition ne peut être valablement attribué à l'un ou l'autre, on l'appelle A B.

— *Horizon B*. L'horizon B est un horizon majeur, situé au-dessous de A et caractérisé par des teneurs en argile, en fer, en humus plus élevées qu'en A, ou par une couleur, une structure ou un comportement différents de A. Ces différences peuvent être dues soit à des transformations sur place des minéraux préexistants, soit à des apports illuviaux. Si la variation de teneurs en argile et en fer est très faible et que la différenciation avec A ou C ne porte que sur la consistance, la structure ou la couleur, on désigne cet horizon par (B). Une lettre minuscule placée après B précise la nature de l'enrichissement ou de la différenciation. L'horizon B est subdivisé en :

★ B_1, horizon de transition avec A mais plus proche de B que de A.

★ B_2, horizon constituant la partie essentielle de B, correspondant soit à l'accumulation principale, soit au développement maximal de la différenciation.

★ B_3, horizon de transition avec C, mais plus proche de B que de C.

On peut affecter les horizons A et B d'un nouveau chiffre secondaire (tel que A_{11}, A_{12} ou B_{21}, B_{22}, etc.), qui n'a d'autre signification que d'introduire une subdivision. Lorsqu'un nouveau sol se développe sur un sol plus ancien, les horizons de ce dernier sont désignés par des lettres affectées du signe prime : A', B', etc.

— *Horizon C*. L'horizon C correspond à une roche en voie d'altération dans laquelle les transformations sont surtout d'ordre physique. C'est donc un horizon minéral, autre que la roche brute, analogue ou différent du matériau dont dérive le couple A B; il est relativement peu affecté par les processus pédogénétiques ayant conduit à l'individualisation des horizons A et B sus-jacents et ne présente pas leurs caractéristiques. Il peut être subdivisé en ajoutant un chiffre arabe, qui n'a d'autre importance que de signaler une succession de haut en bas.

— *Horizon R*. L'horizon R correspond à la roche non altérée sous-jacente au profil, qui peut fort bien ne pas être la roche mère du sol ou ne l'être que partiellement.

Il peut arriver que des sols se forment à partir de plusieurs couches de roches ou de sédiments et que le pédologue puisse reconnaître la trace de ces diverses couches au sens sédimentaire du terme. On signale ces discontinuités lithologiques en désignant chaque matériau originel par un chiffre romain précédant l'horizon. S'il n'y a qu'un seul matériau, on omet ce chiffre. Dans le cas de plusieurs matériaux, celui du dessus (I) peut être également omis. Par exemple, on peut très bien avoir un profil noté de la façon suivante :

A_1—A_2—B_1—B_{21}—II B_{22}—IIC_1—III R.

Si la culture a profondément modifié les horizons de surface, on note Ap (A perturbé). Un tel horizon peut également être subdivisé en Ap_1, Ap_2, etc., le chiffre n'indiquant qu'une succession vers la profondeur.

Certaines caractéristiques particulières des horizons peuvent être précisées en utilisant des symboles en lettres minuscules, à savoir :

- Ca : pour l'accumulation du calcaire.
- Cs : pour l'accumulation du sulfate de calcium (gypse).
- Cn : pour l'accumulation de concrétions ferro-alumineuses.
- g : pour le pseudo-gley (succession des taches de sesquioxydes oxydés et réduits de couleurs variées).
- G : pour le gley, horizon réduit de couleur uniforme gris bleuté à gris verdâtre.
- Sa : pour les sols plus solubles que le sulfate de calcium (chlorure de sodium par exemple); Sa = salé.
- B_2h : pour l'horizon d'accumulation humique en profondeur.
- B_2fe : pour l'horizon profond d'accumulation ferrugineuse.
- Bt : pour l'horizon illuvial d'accumulation d'argile (t = textural).
- X : fragipan (de fragile), niveau à faible porosité et forte densité qui limite le drainage en profondeur, principalement en sols limoneux.
- m : horizon massif à forte cimentation, par exemple: Cam = croûte calcaire ou caliche. fem = cuirasse ferrugineuse ou latérite.

D'une façon générale, les descriptions sont complétées par une série de résultats analytiques précisant les caractéristiques des constituants, leur organisation et leurs propriétés : par exemple, la nature minéralogique des matériaux argileux, le type et les quantités d'éléments fixés sur le complexe argilo-humique et, plus généralement, les teneurs en calcium, magnésium, potassium, sodium, l'acidité, le pH, etc.

Mais le sol n'est pas défini par un seul profil : il a une certaine extension spatiale, qui permet d'ailleurs de le cartographier. C'est un volume qui peut être représenté par des séries de profils possédant la même organisation, les mêmes propriétés et résultant de la même pédogenèse.



T. Poggio

▲ *Le* **relief** *est l'un des cinq facteurs qui contribuent à la différenciation et à l'évolution des sols; lui-même dépend à la fois de la* **roche**, *du* **climat** *et de la* **durée d'évolution**. *Ici, un paysage sauvage en Sardaigne où la pluie, rare, limite le développement des sols.*

Il est un des éléments du paysage. Aucun sol ne peut être isolé dans la nature. Chaque sol est lié à ceux qui l'entourent, et il existe d'étroites relations entre sols voisins. Dans certains cas, leur position et leurs propriétés peuvent être dues aux variations de certains de leurs facteurs d'évolution : ils forment une *séquence*. Par exemple, le long d'une pente qui recoupe une série de formations différentes de roches, on peut observer une succession de sols liés à l'affleurement des différents niveaux géologiques : c'est une *toposéquence*. Dans d'autres cas, leur liaison tient à ce que certains éléments de chacun proviennent de l'un au moins des autres sols : ils sont alors en *chaîne,* ou *catena*. Les sols sont liés entre eux en *unités dynamiques*.

Donc, si le sol peut être défini en lui-même dans sa totalité, il n'existe pourtant qu'en fonction de son environnement et, en particulier, des sols qui l'entourent. Corps à trois dimensions, il se transforme cependant aussi dans le temps. Pour le connaître, il faut comprendre également sa genèse, son évolution, en bref son histoire, et déterminer les rôles respectifs des différents facteurs intervenant dans le système. Si l'étude du sol commence par l'examen du profil, elle doit obligatoirement se compléter par une analyse globale des différents niveaux qui définissent le paysage, ce qui oblige généralement à le cartographier. Une telle étude est *génétique* parce que le sol a une histoire et une genèse. Il faut toutefois bien comprendre qu'il n'y a ni descendance, ni multiplication possible de sols et que les études pédogénétiques consistent seulement à tenter de relier les sols à leurs facteurs de formation.

Les facteurs de la pédogenèse

Cinq facteurs de l'environnement contribuent à la différenciation et à l'évolution des sols : les roches, le climat, la durée d'évolution, le relief et l'ensemble des actions biologiques. On peut remarquer immédiatement que si les trois premiers sont strictement indépendants les uns des autres, par contre, les deux derniers sont partiellement liés aux précédents; le relief dépend à la fois de la roche, du climat et de la durée d'évolution; les facteurs biologiques sont en relations complexes avec l'ensemble des autres données.

Les roches

Le matériau de départ, appelé aussi *roche mère,* fournit au sol ses constituants minéraux. Certains sont presque inertes et constituent le squelette minéral : ce sont des débris de roches qui ont plus ou moins résisté à l'altération. Il est courant de les classer, d'après leurs dimensions, en éléments grossiers dont la taille est supérieure à 2 mm (cailloux, graviers) et en éléments fins, inférieurs à 2 mm (sables, limons et argiles). Suivant la proportion d'éléments fins et d'éléments grossiers, le sol possède des propriétés physiques (perméabilité, cohésion, plasticité) plus ou moins accusées. On appelle *texture du sol* l'ensemble des propriétés physiques qui résultent directement de la taille de ses constituants.

Les argiles sont des constituants particulièrement importants du sol. Leur taille extrêmement réduite (quelques Å) leur confère une surface spécifique considérable, de l'ordre de 20 à 800 m^2/g, ce qui pour un sol contenant 20 % d'argile donne, pour 1 ha et sur 1 m d'épaisseur, une surface étalée de 300 000 km^2, soit plus de la moitié de la surface de la France. Il en résulte que ces argiles se comportent en colloïdes. D'autre part, elles ont une capacité d'échange car leurs charges électriques libérées peuvent être équilibrées par des ions qui s'échangent avec les solutions ambiantes (l'eau du sol). Cette capacité peut être très différente suivant les types : ainsi, les kaolinites, encore appelées argiles 1/1, ont une capacité d'échange de 10-12 milliéquivalents (meq) pour 100 grammes. Les illites et les montmorillonites, ou argiles 2/1, ont une capacité d'échange de 40 meq/100 g pour les premières et de 120 meq/100 g pour les secondes, qui, en outre, ont la capacité de se gonfler fortement sous l'action de l'eau. Ces caractéristiques conditionnent en grande partie la valeur agronomique des sols dont elles sont les constituants.

Certains caractères minéralogiques de la roche mère déterminent bon nombre des propriétés des sols, surtout des sols jeunes. Ce sont la résistance à la décomposition, la porosité, la richesse en divers éléments, principalement en cations (Ca, Na, Mg, Fe, Al, ...) ou en minéraux argileux préexistants. Pendant longtemps on a cru que les propriétés chimiques exerçaient une influence majeure sur l'évolution des sols; en effet, sur les roches riches en

bases les sols sont généralement plus fertiles que sur les roches acides. Mais les travaux récents insistent davantage sur l'importance de la perméabilité de la roche et sur la vitesse de la circulation des solutions du sol. Un mauvais drainage, une circulation ralentie des solutions du sol déterminent la formation d'argiles à forte capacité de rétention, de type montmorillonite. Au contraire, une forte perméabilité et la percolation de grandes quantités d'eau diluent les solutions en contact avec les roches, et les produits de l'altération évoluent vers des types kaolinitiques à faible capacité d'échange. Cependant, la richesse en calcium et en magnésium joue un rôle particulier, car elle conditionne en grande partie le taux de saturation du complexe absorbant, agit sur l'activité biologique et freine le lessivage.

Dans les faits, les sols que nous observons gardent plus ou moins certains des caractères hérités du matériau dont ils dérivent. Ces caractères sont très marqués dans les sols jeunes, peu évolués. Ils s'effacent progressivement avec le temps, pour disparaître presque totalement dans les sols très évolués, les plus anciens. Ainsi en France, où du fait des glaciations quaternaires les sols sont relativement jeunes et où le climat est modéré, l'action des roches est souvent très marquée.

Il est intéressant de regrouper les roches d'après leur rôle possible dans l'évolution des sols. On distingue ainsi (Boulaine) :

— Les *roches friables* facilement pénétrées par l'air, l'eau et les racines des plantes. Comme elles se désagrègent aisément, elles peuvent donner rapidement des sols (deux siècles sous nos climats), généralement profonds et dont la valeur agronomique dépend de la nature chimique des constituants (argiles, marnes, sables) ;

— Les *roches massives acides* (granites et roches voisines, quartzites, grès siliceux), dont la pauvreté en ions métalliques amène surtout la formation d'argiles de type kaolinite ou vermiculite. Le quartz, difficilement altérable, donne des sables qui allègent la masse et facilitent le lessivage. L'évolution pédologique est dominée par la matière organique à tendance acide ;

— Les *roches massives basiques* (basaltes, gabbros, péridotites), à fortes teneurs en ions alcalino-terreux qui orientent les néosynthèses vers la formation d'argiles à forte capacité d'échange. Les sols formés sont généralement fertiles, mais parfois difficiles à travailler du fait de leur texture plus lourde ;

— Les *roches calco-magnésiennes* (calcaires divers et dolomies), dont les carbonates sont peu à peu dissous par les eaux et les acides organiques. Le calcium et le magnésium favorisent la formation d'un humus très stable qui freine le lessivage et se traduit par une structure grenue très favorable au développement des plantes. Mais la nutrition azotée est déficitaire, le phosphore et les oligo-éléments y étant souvent peu assimilables ;

— Les *roches consolidées à base d'argiles* (schistes, micaschistes), qui restituent leurs argiles de constitution et leurs produits de dégradation. Elles se débitent facilement, mais donnent ordinairement naissance à des sols peu différenciés ;

— Les *roches salines* (sels, gypse, etc.), dont la richesse en sels modifie l'état des argiles et perturbe la physiologie des plantes.

En résumé, les facteurs les plus importants sont la nature des minéraux altérables, le bilan des ions basiques et les propriétés physiques qui orientent les processus de formation des argiles.

Le climat

Le climat a une importance tout à fait particulière dans l'évolution des sols. Sur des roches identiques, mais sous des climats différents, les sols ne sont pas les mêmes. C'est d'ailleurs à partir d'une telle observation que Dokouchaev a introduit la notion de pédologie. Sur du lœss, il a reconnu en Ukraine des sols noirs, très fertiles, les tchernozems, alors que dans la région de Gorki, plus humide et plus froide, les sols, des podzols, sont pauvres et à humus acide. A très petite échelle, si l'on superpose une carte mondiale des sols à celle des climats, la coïncidence est presque parfaite.

La **température** et les **précipitations atmosphériques** sont les causes premières de la formation des sols. La température influe sur l'évolution de deux façons :

— par son action sur la vitesse et le mode d'altération des roches ; très rapide en climat chaud, cette action ne progresse que lentement en climat froid. Ainsi, les sols tropicaux sont très évolués et épais de plusieurs mètres alors qu'en régions boréales les sols sont très superficiels (quelques décimètres) et leurs minéraux originels peu transformés ;

— par son action sur la rapidité de la décomposition de la matière organique. Celle-ci s'accumule dans les sols de climats froids ; elle disparaît très vite des sols des régions chaudes et humides.

L'**humidité** intervient aussi dans l'altération. Dans les déserts secs, chauds ou froids, les sols ne se développent pratiquement pas. Les sols des climats très humides sont toujours très profonds. Mais l'humidité joue un rôle essentiel surtout par son action sur les processus d'entraînement et de redistribution de la matière. La quantité d'eau qui traverse le sol a ainsi une influence considérable sur la pédogenèse. Elle dépend à la fois des précipitations et de la température, laquelle induit les conditions d'évaporation soit directement, soit par le canal de la transpiration des plantes. C'est le *drainage climatique* (c'est-à-dire la différence pluviosité moins évaporation) qui régit l'importance du lessivage.

D'autres paramètres du climat, comme le *vent*, l'*humidité de l'air*, la *lumière*, exercent une influence indirecte sur les sols par l'intermédiaire des végétaux. C'est pourquoi, très tôt, les pédologues ont cherché à relier les sols aux différents types de climats et plus particulièrement à divers indices climatiques, par exemple, les indices de Lang et de Martonne qui sont des indices d'aridité, ceux de Birot, d'Emberger, de Gaussen qui mesurent le degré de sécheresse du climat, ainsi que des indices d'activité chimique et d'activité biologique. D'une façon générale, ces indices ont l'inconvénient de ne prendre en compte que les valeurs moyennes des éléments du climat, alors que ceux-ci jouent beaucoup plus par leur répartition en cours d'année et leurs variations d'une année sur l'autre. Ce sont précisément les valeurs exceptionnelles qui ont une influence moyenne sur l'évolution des sols. Ainsi, au Sahara, dont le climat est exceptionnellement aride, les griffes d'érosion par l'eau sont fréquentes, et il suffit pour cela d'une seule pluie très violente (100-150 mm) tous les 5 à 10 ans. De la même façon, en régions tropicales, les sols sont d'autant mieux différenciés que les saisons sont plus contrastées. Il en est de même en régions tempérées, où les caractères de « continentalité » (périodes de transition très raccourcies entre l'hiver et l'été) orientent des évolutions à caractères steppiques-tchernozems en U.R.S.S. et sols de prairies aux États-Unis, alors qu'en domaine atlantique, à climats plus modérés et tamponnés, les sols lessivés deviennent la règle.

Ces relations entre sols et climats se traduisent, sur le plan mondial, par une zonation évidente qui est à la base de la classification soviétique. C'est le principe de la zonalité climatique des sols.

La durée d'évolution

Le temps est aussi un facteur très important. Dans la vie d'un sol on peut distinguer différents stades d'évolution temporelle : néoformation, jeunesse, maturité, sénilité. Cette évolution est assez lente, mais de durée variable d'un type de sol à l'autre. C'est ainsi que des observations déjà anciennes, effectuées en U.R.S.S., ont montré qu'une rendzine d'une quinzaine de centimètres d'épaisseur pouvait se former en moins de 800 ans. Il est intéressant d'avoir des renseignements précis sur les différentes vitesses des processus mis en cause qui fournissent, outre l'âge du sol, des informations sur les phases de son évolution. Les méthodes utilisées dans ce but sont nombreuses. Elles relèvent plus de l'observation des phénomènes naturels que de données expérimentales. L'étude des sols formés sur les moraines parfaitement datées est instructive à cet égard. Sur les sables glaciaires du lac Michigan, les pédogenèses s'échelonnent entre 2 250 ans et 10 000 ans. Il se forme un podzol à A_2 cendreux qui s'approfondit jusqu'à l'âge de 4 000 ans environ ; puis l'évolution se poursuit plus lentement, par l'épaississement de l'horizon B, l'équilibre étant atteint vers 8 000 ans.

L'étude des pollens (palynologie) permet de connaître les conditions successives de climat et de végétation qui ont présidé à l'évolution des sols.

	Age	Végétation
Tardiglaciaire	plus de 8.500 BC.	toundra
Préboréal	8.500 - 7.500	pin - bouleau
Boréal	7.500 - 2.500	pin - noisetier
Atlantique	5.500. - 3.000	chênaie mixte noisetier
Subboréal	3.000 - 800	hêtre - sapin (montagne)
Subatlantique	800 BC - 2.000 AD	hêtre - sapin bouleau (montagne)



G. Bellier

▲ *A gauche, tableau récapitulatif des différents stades de l'évolution temporelle des sols dans les régions de France. A droite, phénomène de cryoturbation ayant affecté la région de la Champagne humide.*

Signalons que c'est à l'âge du bronze (1000 ans environ av. J.-C.) qu'a commencé le défrichement massif des forêts par l'homme.

L'étude des sols de ruines fournit également des renseignements précieux. Des données recueillies dans la région de Halle (R.D.A.), à la surface d'un tumulus, permettent de préciser que le lessivage de l'argile dans un tchernozem brunifié s'effectue en moins de 4 500 ans. On peut également mesurer, à partir de la vitesse connue de processus physico-chimiques particuliers, le temps nécessaire à l'altération de certaines roches. En Côte-d'Ivoire le temps de formation d'un sol ferrallitique à partir d'un granite et sur 1 m d'épaisseur est de l'ordre de la centaine de millénaires. Des datations de la matière organique au carbone 14 ont permis de déterminer l'âge moyen des horizons de surface de certains sols; pour les sols bruns et les tchernozems il est de l'ordre de 300 à 1 000 ans.

Les recoupements entre ces méthodes permettent actuellement d'avoir une assez bonne idée de la vitesse des principaux processus pédologiques. L'entraînement de l'argile est un processus lent, et le temps nécessaire pour que le profil d'équilibre d'un sol brun lessivé soit atteint est d'environ 5 000 ans. La podzolisation est, au contraire, dès le départ beaucoup plus rapide; l'équilibre est atteint en un temps nettement plus court que celui qui caractérise les sols lessivés. Les podzols atlantiques formés à la suite de l'invasion de la callune (bruyère), qui a succédé aux défrichements de l'âge du bronze, datent de — 2000 à — 3000 ans. Les processus d'hydromorphie, dus à la mauvaise circulation de l'eau du sol, marquent leurs effets encore plus rapidement (quelques décades).

Les sols ont donc des âges très divers, se chiffrant souvent à plusieurs milliers d'années. Or, pendant des périodes de temps aussi longues, les conditions climatiques ont généralement varié et au cours de ces variations, certains processus de l'évolution des sols ont pu être accélérés ou freinés et même, dans les cas extrêmes, une pédogenèse différente de l'actuelle a pu avoir lieu. Les sols âgés gardent les traces de ces différentes phases climatiques : leur genèse est alors particulièrement complexe.

Les *paléosols* sont des sols anciens qui présentent uniquement des caractères hérités des climats antérieurs; les sols *polycycliques* ou *polygénétiques* offrent à la fois des caractères hérités d'un ou plusieurs cycles antérieurs et des caractères acquis au cours du cycle postglaciaire actuel. Les sols *fossiles* sont des sols anciens, enterrés sous des dépôts plus récents.

Dans le nord de la France et plus encore dans toute l'Europe septentrionale, des phénomènes de remaniement périglaciaires (cryoturbation) ont détruit ou tout au moins modifié considérablement les différenciations pédologiques plus anciennes. Les sols actuels sont le plus souvent postglaciaires et moyennement évolués.

Dans les régions méditerranéennes, au contraire, les sols anciens se sont conservés. Ils n'ont pas été rabotés par les glaciers et, malgré l'érosion provoquée par l'action de l'homme, ils montrent encore très nettement les traces des pédogenèses antéquaternaires (sols rouges).

Les alluvions récentes déposées dans les vallées portent des sols jeunes peu évolués. En comparant les différents niveaux, il devient possible de reconstituer l'histoire des sols.

Mise en place du matériau	Sols	Niveau
Moderne	Sols minéraux bruts	I
Versilien	Sols bruns légèrement calcaires	II
Würm récent	Sols bruns décarbonatés très légèrement brunifiés	III
Würm ancien	Sols bruns décarbonatés légèrement lessivés	IV
Riss	Sols lessivés à accumulation argileuse rouge peu colmatée	V
Mindel	Sols lessivés à accumulation argileuse rouge colmatée	VI
Günz	Sols lessivés à accumulation argileuse bariolée	VII
Pliocène terminal	Sols très lessivés très profonds à accumulation argileuse bariolée	VIII

▲ *Tableau récapitulatif de l'histoire pédologique, dressée à partir de l'étude des sols développés sur les différentes terrasses quaternaires de la vallée de l'Orb.*

On constate que les sols gardent les cicatrices d'événements historiques d'un passé plus récent encore (sites de batailles) ou la marque de différents types d'exploitations anciennes (traces de cultures dans les anciennes forêts royales).

Ainsi, à l'échelle géologique comme à l'échelle humaine, le temps intervient dans les caractéristiques et les différenciations pédologiques. Pour les comprendre, il est indispensable d'en reconstituer l'histoire. Le sol actuel n'est qu'un maillon d'une longue chaîne évolutive dont il convient de connaître les différents éléments. Plus l'équilibre d'un sol est atteint rapidement, plus il est indépendant de l'âge. Les sols humiques à gley, qui peuvent atteindre leur plein développement en quelques dizaines d'années, s'observent même sur les alluvions les plus récentes. Les sols lessivés, au contraire, ne peuvent être que polygénétiques.



F. Mancini - G. Sanesi - G. Ferrari



D. Giussani

▲ *A gauche, le temps est un facteur pédogénétique d'une très grande importance; ainsi, sur le sommet de ce petit glacier dans le Trente (Italie), le calcaire dolomitique et les sédiments morainiques se sont déposés il y a peu de temps, alors que le sol où s'est installée la végétation remonte aux tout premiers stades de l'évolution. A droite, les animaux jouent un rôle déterminant dans la formation des sols : les excréments déposés, ici par des lombrics, modifient les propriétés physiques et chimiques du sol et déterminent, notamment, sa fertilité.*

Le relief

La connaissance du facteur relief est également importante et cela à différents points de vue. En effet, on ne peut le considérer comme un facteur indépendant, comparable aux précédents, car il dépend de la plupart des autres facteurs de formation du sol. Il est à la fois une manifestation particulière de variations de roches, de climat, de durée d'évolution et une cause d'évolution propre du sol.

Aux petites échelles, le relief est surtout en relation avec les phénomènes tectoniques et avec la distribution des domaines géologiques. Il y a des régions montagneuses, comme les Alpes; des zones de plaines comme le Bassin parisien, etc. Mais la forme du terrain dépend aussi de la roche mère. Sous un même climat, des surfaces d'âges identiques présentent des topographies différentes suivant qu'il s'agit d'affleurements granitiques (dômes, vallées plates) ou de calcaire dur (karst avec dolomies). Le relief est également lié au climat : sous un climat tempéré un calcaire donnera une morphologie karstique en creux, alors qu'en régions tropicales le même présentera une topographie en pitons. Le relief est aussi en relation avec le facteur temps. En effet, les diverses parties d'un territoire donné ont été formées à des époques parfois très différentes. Un relief accentué évolue en s'érodant et en comblant les creux avec les matériaux déblayés. Les grandes surfaces d'érosion, les glacis, les terrasses des fleuves sont autant de traces qui matérialisent le façonnement du modelé au cours des temps et sous des conditions pédogénétiques spécifiques mais variées. L'étude du façonnement du terrain est donc pour le pédologue d'une grande utilité. C'est pourquoi il est indispensable que celui-ci possède de bonnes notions en géomorphologie.

Mais le relief est aussi une cause d'évolution propre du sol. Il exerce une action directe en mettant en jeu par ses différences de niveaux l'action de la gravité sur les sols en pente. Deux processus différents peuvent intervenir :

— les eaux courantes qui ruissellent à la surface du sol entraînent tout ou partie des constituants de celui-ci; parfois des tranches complètes d'horizons sont décapées, ce qui met à nu soit des horizons profonds, soit la roche mère; l'érosion rajeunit le sol et s'oppose ainsi à son évolution normale; d'une façon générale, on observe un entraînement des éléments fins des hauteurs vers les fonds, et les parties hautes contiennent toujours une plus grande quantité d'éléments grossiers;

— dans la masse des profils, les eaux de percolation entraînent les matériaux colloïdaux ou en solution du haut vers le bas; il y a redistribution des constituants le long des pentes; c'est le lessivage oblique ou latéral; il en résulte une succession topographique composée à l'amont d'un domaine lessivé, qui s'oppose à l'aval à un domaine d'accumulation.

Le résultat de ce double processus (érosion, lessivage oblique) est un étagement régulier des sols du haut en bas des pentes. Cette succession de sols variant de façon continue est appelée *chaîne de sols (catena)*. La nature des chaînes (leur composition et leurs proportions) est fonction du climat, de la roche mère, de la longueur et du pourcentage de pente.

Le relief joue aussi directement sur le climat du sol (pédoclimat). Les effets de l'altitude, qui augmentent les teneurs en matière organique dans les horizons de surface, sont bien connus (rankers montagnards). Les pentes interviennent aussi par leur exposition, c'est-à-dire leur orientation, qui influe sur le régime thermique des sols : les pentes exposées au sud sont plus chaudes; celles exposées à l'ouest sont plus humides, etc.

Le relief joue aussi un rôle indirect par son action sur la vitesse de circulation des eaux à travers les sols. Les topographies plates favorisent l'engorgement par l'eau. Au contraire, les pentes fortes favorisent la sécheresse par suite du ruissellement et de l'écoulement latéral interne des eaux d'infiltration. Ces modifications du régime hydrique exercent une action importante sur l'évolution des sols, parce qu'elles influencent le degré d'hydromorphie, les possibilités de percolation, d'enlèvement, d'apport, de concentration et de confinement.

Il en résulte que si une surface présente une hétérogénéité topographique, cette dernière correspond généralement à des différenciations dans la nature du sol; aussi l'examen des cartes à courbes de niveau peut-il apporter de nombreux renseignements. A chaque fois que la pente n'est pas régulière, il y a possibilité de variation du sol. On a donc intérêt à déceler sur le terrain les moindres changements de pente. A cette fin, les pédologues utilisent actuellement les techniques de la photo-interprétation. En regardant sous un stéréoscope une même surface provenant de deux clichés successifs pris d'avion, on distingue parfaitement le relief. On dessine ainsi des limites qui doivent être ensuite vérifiées sur le terrain, où l'on précise la nature des sols concernés. Ces techniques très rapides sont améliorées par l'utilisation d'émulsions nouvelles pour les clichés : infra-

rouge, couleurs, fausses couleurs. Elles se prolongent aussi par celles de la télédétection : scarners, radars thermiques, etc.

Les facteurs biologiques

De tous les facteurs de formation des sols les facteurs biologiques sont les plus importants ; on a même pu dire que sans vie il n'y avait pas de sol. De nombreux pédologues accordent aux facteurs biologiques une priorité absolue, car les êtres vivants apportent au milieu minéral, à travers des cycles biologiques complexes, deux éléments nouveaux fondamentaux : le *carbone organique* et l'*azote*. Les facteurs biologiques sont les animaux, les végétaux, les micro-organismes et l'homme. Les produits de leur activité, les résidus qu'ils ajoutent à la masse minérale, évoluent en donnant de l'*humus* et ses divers constituants (produits organiques hydrosolubles, acides fulviques, acides humiques et humine) en proportions dépendant des conditions de climat, de roche, de topographie, de végétation, qu'elle soit naturelle ou transformée par l'homme. Ces facteurs biologiques présentent donc un caractère de dépendance évident. Mais ce caractère de dépendance ne diminue en rien l'importance de leurs rôles dans la pédogenèse. Chacun des constituants organiques a, sur les matériaux du sol, une action particulière de stabilisation, d'entraînement, de désaturation, de dégradation, etc., qui conditionne fondamentalement les diverses expressions pédologiques.

Les **animaux** exercent une action encore mal connue mais qui, dans certains cas, peut être considérable. Ils provoquent des transports de matière, mélangeant les horizons et rendant le sol plus perméable à l'air et à l'eau. Les vers de terre, les termites et les fourmis jouent un rôle déterminant en la matière. C'est principalement en ingérant leurs aliments que ces animaux modifient les qualités du sol. Ils contribuent en particulier à la transformation de la matière organique, d'abord en la pulvérisant, puis en la mélangeant intimement à la matière minérale. La matière organique est ainsi souvent digérée par de petits animaux (Collemboles et autres animalcules de quelques dixièmes de millimètre de longueur) avant d'être transformée en humus. Dans certaines régions d'Afrique tropicale, on estime que la totalité des horizons organiques de surface transite à travers le tube digestif des termites tous les deux ans. Les excréments déposés soit en surface, soit dans le sol, modifient les propriétés physiques et chimiques. Les qualités structurales en particulier peuvent être améliorées. La structure granulaire de certains sols steppiques n'est en fait que le produit de déjections animales. Les quantités d'excréments pouvant être apportées à la surface de certains sols du Ghana ont été appréciées à 200 tonnes par hectare et par an. Ces déjections sont souvent enrichies en calcium, en acide phosphorique, d'où l'action non négligeable qu'elles ont sur la fertilité. C'est d'ailleurs un fait bien connu qu'un sol riche en vers de terre est généralement fertile. Les gros animaux eux-mêmes (marmottes, souris, taupes, etc.) jouent également un rôle certain dans la dispersion des constituants du sol en construisant tunnels et terriers. Les « crotovinas » des tchernozems sont caractéristiques à cet égard.

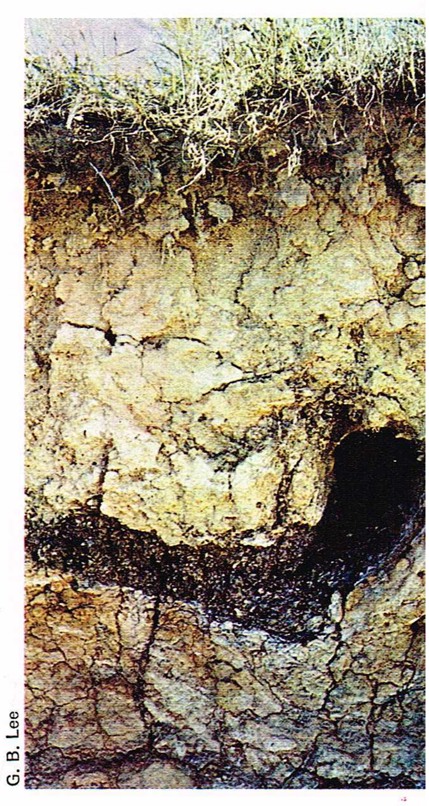
Le rôle de la **végétation** est beaucoup mieux connu. On peut admettre qu'elle agit en favorisant d'abord le microclimat du sol. Sous forêt, l'ambiance ombragée et humide favorise la conservation de l'humus. Lorsque la forêt est détruite, l'insolation accélère sa minéralisation et les teneurs en matière organique diminuent fortement. La végétation agit aussi par ses racines qui favorisent les conditions de circulation des eaux, ce qui facilite le lessivage des éléments colloïdaux. Dans les sols de pelouse à enracinement superficiel, le lessivage est moins accusé. De même, l'altération est plus profonde et plus rapide sous forêt que sous pelouse.

Mais la végétation agit surtout par l'humus qu'elle produit. Suivant les types de peuplements végétaux, les humus peuvent être très variés et, par suite, provoquent des actions différenciées sur les sols. Ainsi, l'humus de Légumineuses est riche en azote et à décomposition très rapide ; celui des forêts de feuillus est moyennement acide et à décomposition assez rapide ; celui des forêts de résineux ou de la lande est très acide et à décomposition lente.

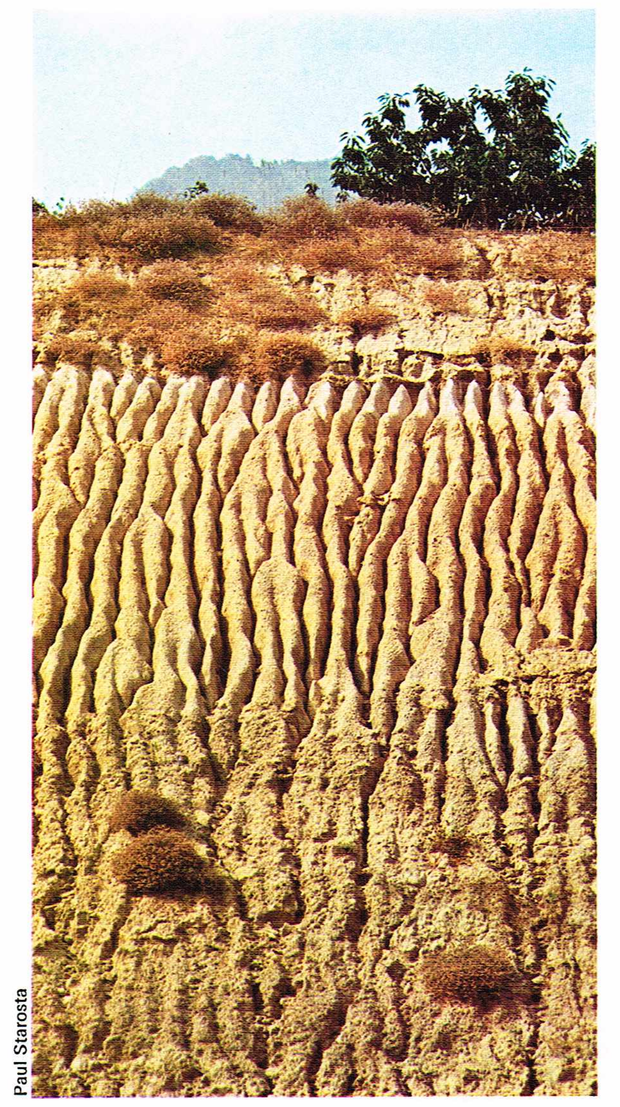
Enfin, la végétation contrôle étroitement les possibilités et les modalités d'érosion et de remaniement du sol. Le rôle des forêts dans ce domaine est bien connu. La végétation agit aussi activement en récupérant dans le sol l'eau et les éléments minéraux qui lui permettent de se développer ; ces derniers retournent au sol lors de la décomposition de la litière. Ce *cycle biogéochimique* des éléments minéraux est déterminant pour l'évolution du sol. Lent en régions tempérées, il est très rapide en zone tropicale humide.

L'action des **micro-organismes** est prépondérante dans l'évolution de la matière organique du sol. Ce sont essentiellement des hétérotrophes qui agissent par voie enzymatique sur l'ensemble des phénomènes de dégradation et de synthèse des produits organiques. Ces phénomènes sont favorisés par une humidité convenable, par l'aération du sol, la chaleur et la présence d'aliments. Ils sont au contraire réduits en l'absence d'oxygène, dans les milieux trop secs, par les faibles températures, l'absence d'éléments nutritifs et la présence de substances inhibitrices. Dans les podzols par exemple, la biodégradation de la matière organique est fortement ralentie par la présence dans la litière de composés hydrosolubles antimicrobiens. D'une façon générale, les micro-organismes sont les transformateurs de nombreuses substances chimiques et ils interviennent à ce titre dans le cycle d'éléments importants : azote, carbone, fer, soufre, etc. L'action de ces micro-organismes fait l'objet d'une science spéciale : la **microbiologie du sol.**

L'**homme,** par les modifications qu'il impose à la végétation, exerce une action puissante sur l'évolution du sol. Il agit essentiellement par la mise en culture. Sous l'influence du travail du sol, les horizons supérieurs des profils sont transformés ; ils sont homogénéisés ;


G. B. Lee

▲ Les gros animaux jouent un rôle certain dans la dispersion des constituants du sol en construisant tunnels et terriers ; ici un exemple de crotovina creusé par un chien de prairie dans une steppe (Nebraska, U.S.A.).


Paul Starosta

◀ La végétation contrôle étroitement les possibilités et les modalités d'érosion et de remaniement du sol ; ici, ravinement intensif d'une pente non recouverte de végétation.


M. Pedone

▲ *L'homme, lorsqu'il agit par la mise en culture, exerce une action puissante sur l'évolution du sol; transformé, homogénéisé, l'horizon cultivé est désigné par le symbole* Ap (perturbé).

▼ *L'action des* différences de température *comme facteur d'altération des roches : une pierre éclatée au Sahara.*


Paul Starosta

ces horizons cultivés sont désignés par le symbole Ap (perturbé). L'homme peut également modifier la nature et la topographie du sol par ses travaux : défoncements, constructions de banquettes, planages, assainissements, etc., et agir ainsi sur les mécanismes de l'érosion qu'il peut contrôler. Il peut aussi accumuler des résidus, au voisinage des agglomérations par exemple, transformer le milieu en apportant des amendements, du fumier, des engrais minéraux et améliorer la fertilité du sol. Mais si dans certains pays il sait rendre le sol plus productif, ailleurs, par contre, dans le bassin méditerranéen, dans les régions tropicales, il peut le dégrader rapidement, par acidification, érosion ou salinisation.

Pour un sol donné, il est impossible d'indiquer *a priori* quel est le facteur de formation le plus important. Chacun d'eux intervient avec des intensités différentes suivant les cas. Les rapports entre les cinq facteurs sont variables, mais la constance de leur intervention ne l'est pas. A des intensités et un rapport donnés correspond un sol spécifique. Ce fait détermine l'attitude du pédologue qui, dans l'étude du sol, ne doit jamais omettre celle de l'un quelconque des facteurs de l'environnement pédogénétique.

Les processus pédogénétiques

Sous l'action des facteurs du milieu se réalise une série de transformations qui aboutissent à la formation du sol. Trois ensembles de phénomènes contribuent à cette évolution : l'*altération des roches*, la *décomposition de la matière organique*, le *transfert* et *l'organisation des matériaux formés*. Ces phénomènes mettent en œuvre des mécanismes complexes, très dépendants les uns des autres. Ils ne sont pas successifs, mais simultanés; leurs effets s'additionnent et il est souvent difficile de les dissocier. Leurs interférences à différents niveaux définissent les grands types de sols.

Les minéraux des roches, tels qu'ils se trouvent à la surface de la Terre, se décomposent sous l'influence des agents atmosphériques et biotiques. Ces derniers, très actifs dans les horizons de surface, n'interviennent pratiquement plus lorsque le sol s'épaissit. Les processus de transformation de la roche primitive sont complexes et variés. On doit distinguer ceux qui provoquent la destruction des matériaux frais *(altération)* de ceux qui amènent la création des produits nouveaux *(néoformation)*.

Altération des roches

Parmi les mécanismes de l'altération, on peut citer les **effets du gel et du dégel,** dont l'action sur la fragmentation des roches est très importante. L'eau pénètre dans les fissures et les pores; son augmentation de volume au cours du gel disjoint les cristaux et ébranle la structure. Les roches s'effritent. C'est le facteur principal de l'altération dans les pays froids et en haute montagne.

Les **différences de température** lorsqu'elles sont marquées ont un rôle certain. Au Sahara, des variations de 50 à 70 °C entre le jour et la nuit ne sont pas rares. Les variations sont aussi brutales lorsqu'une pluie tombe sur une roche exposée au soleil. Les roches ayant une faible conductibilité thermique, et celle-ci étant variable suivant les minéraux constitutifs, il en résulte des tensions entre le cœur et l'extérieur des blocs, ou entre les parties exposées et celles qui sont à l'abri : les pierres éclatent. Les variations de température de l'eau à l'intérieur des fentes de la roche provoquent aussi une certaine désagrégation parce que le coefficient de dilatation de l'eau est supérieur à celui des minéraux. La transformation par dessèchement des films d'eau en gouttelettes modifie également les tensions superficielles, ce qui disjoint les cristaux.

Les effets de l'**hydratation** des minéraux sont également bien connus. La cristallisation de l'anhydride en gypse s'accompagne d'une augmentation de volume et du développement d'une pression de 1 100 atmosphères. La croissance des cristaux peut ainsi développer des pressions importantes. Les chancres qui rongent les monuments publics sont les conséquences de ces effets. De la même manière, certaines roches sont plus sensibles que d'autres à l'eau de mer, ce qui interdit leur utilisation dans les ports.

La **dissolution** affecte surtout les matériaux à ciment ou à masse soluble (calcaire, gypse, évaporite). Dans le cas de nombreuses roches calcaires, le carbonate de calcium est dissous par les eaux du sol chargées en gaz carbonique qui transforme ce carbonate en bicarbonate plus soluble, suivant la réaction :

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftharpoons Ca(HCO_3)_2.$$

Sa disparition laisse un résidu qui constitue la majeure partie des constituants des sols sur roches calcaires. Des réactions comparables se réalisent pour les carbonates de magnésium ou de fer.

Les phénomènes d'**oxydation** et de **réduction,** en particulier du fer, contribuent très largement aussi à l'altération des roches. Dans celles-ci, surtout dans les silicates, le fer se trouve le plus souvent sous forme réduite Fe^{2+}. Au contact de l'air, il prend sa forme oxydée Fe^{3+} et l'équilibre du réseau cristallin est rompu. C'est un fait d'observation commune que les roches de couleur foncée, riches en minéraux ferromagnésiens, sont facilement altérables.

Cependant, le mécanisme chimique fondamental de l'altération est celui de la décomposition des cristaux par l'eau, ou **hydrolyse.** Il faut d'abord savoir que, dans la nature, aucun minéral n'est insoluble ; certains sont très peu solubles, en particulier les silicates, mais mis en présence d'eau tous voient une partie de leurs ions constitutifs se déplacer de la surface cristalline vers le milieu aqueux. Dans la couche d'hydratation qui s'organise autour du cristal, les ions hydrogène de l'eau tendent à se lier aux ions oxygène du minéral. Les cations alcalins et alcalino-terreux (Na, Mg, Ca) sont libérés et migrent vers l'extérieur, où la concentration est faible. Le réseau cristallin se déforme au fur et à mesure que la réaction se poursuit. Cet échange est facilité par l'agitation thermique, donc l'élévation de la température, et par la circulation de l'eau qui exporte les éléments dissous. Les effets de « déchaussement » vis-à-vis des alcalins et des alcalino-terreux se poursuivent aussi vis-à-vis du silicium et de l'aluminium, mais beaucoup plus lentement, et la structure s'effondre. Le minéral est peu à peu pulvérisé. Il ne reste que des fragments extrêmement fins de la charpente silicatée primitive qui se comportent comme un gel. Avec le temps, ces édifices microscopiques passent à leur tour en solution, et la roche est complètement dissoute. L'altération de la roche par hydrolyse est liée à la fois aux conditions physico-chimiques du milieu ambiant et à la composition cristallographique des minéraux concernés.

La *température,* qui augmente l'agitation thermique, accélère les migrations dans les deux sens. Pour une élévation de température de 10 °C la dissociation de l'eau et la vitesse des réactions sont approximativement doublées. Il en résulte que des variations de 3 à 4 °C en milieu tropical ont autant d'effets que des variations de 10 °C dans les climats tempérés. Le *lessivage* renouvelle l'eau qui imprègne les cristaux et donc la sortie des cations libérés. Si, par contre, le drainage se bloque, la réaction s'arrête. De la même manière, la présence d'alcalins et d'alcalino-terreux dans la solution du sol gêne l'évacuation des ions libérés et même parfois la stoppe. Enfin, l'échange des cations avec les H^+ du milieu ambiant est facilité par l'*acidité* des solutions, qui peut être liée à la présence de gaz carbonique ou de grosses molécules minérales et surtout organiques. Le transport du fer pose un problème particulier. Il peut migrer en milieu très acide, mais cela correspond rarement aux conditions naturelles. Par contre, la matière organique est réductrice et aide au transport sous forme ferreuse. De plus, le fer donne aisément des complexes avec les anions organiques *(chélation)* ainsi qu'avec la silice; ces complexes sont solubles dans les conditions physico-chimiques du sol.

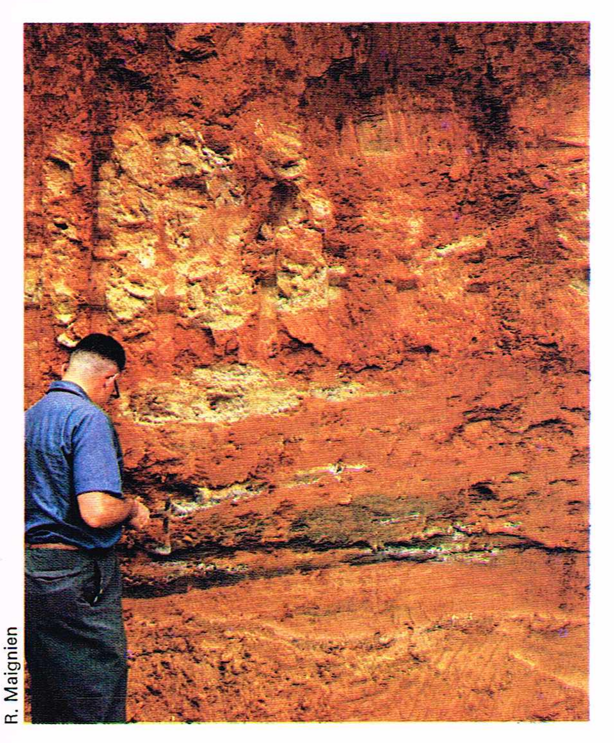
En additionnant ces effets, on a pu calculer qu'entre un pays tempéré à température annuelle de 10 °C (la région parisienne par exemple) et un pays tropical humide à température moyenne annuelle de 30 °C (la Côte-d'Ivoire par exemple), les vitesses de décomposition des roches étaient multipliées au moins par 200. On comprend que les pays tropicaux sont d'abord, sur le plan pédologique, des pays d'altération chimique.

Tous les minéraux ne s'altèrent pas avec la même rapidité. Cette altération est essentiellement fonction de leur constitution minéralogique. Leur vulnérabilité est d'abord liée à la présence dans le réseau cristallin d'alcalins et d'alcalino-terreux ainsi que de fer et de manganèse : par exemple, les roches basiques (basaltes, péridotites, gabbros, etc.) sont toujours plus profondément altérées que les roches acides (granites, quartzites, etc.). Elle est aussi fonction de l'abondance des liaisons Si—O—Al, plus fragiles que les liaisons Si—O—Si. D'autre part, les polyèdres de coordination qui constituent les silicates sont d'autant plus stables que leur nombre de sommets est plus faible. Ainsi, les tétraèdres sont les polyèdres les plus stables, et, plus ils sont nombreux, plus la structure est résistante. C'est le cas du quartz, constitué d'un assemblage de tétraèdres de silice (SiO_2) ; il est aussi l'un des minéraux les plus résistants du sol.

quartz	
muscovite	
feldspaths potassiques	
biotite	plagioclases Na
hornblende	plagioclases Na Ca
augite	plagioclases Ca Na
olivine	plagioclases Ca

La nature de ces matériaux règle les possibilités d'altération des roches.

◀ ***Tableau représentatif de l'ordre croissant de vulnérabilité (en partant du quartz) des minéraux, établi par Goldich.***



R. Maignien

◀ ***Un exemple d'altération par** hydrolyse **profonde de gneiss, à Yaoundé (Cameroun).***

Sous l'effet des hydrolyses, une partie importante de matière se trouve solubilisée. Les éléments dissous peuvent être lessivés et disparaître totalement avec les eaux de drainage. Mais le plus souvent, du fait de la solubilité différentielle des constituants, ceux-ci sont éliminés plus ou moins rapidement.

Certains éléments s'accumulent par dépôt des plus solubles : c'est une *accumulation relative.* Ces éléments peuvent aussi se recombiner entre eux, en proportions variables, pour donner des minéraux nouveaux : c'est la *néoformation.* Hydrolyses et néoformations transforment radicalement la structure de départ. Elles sont caractéristiques des milieux tropicaux humides. Sous climat tempéré, les conditions sont moins agressives et plus nuancées. La transformation des minéraux est plus lente et plus ménagée. La structure initiale se conserve partiellement; seule une faible fraction est dissoute et donne lieu à un lessivage. Qu'ils soient de néoformation ou de transformation, les minéraux nouveaux ont une structure en feuillets caractéristique; ce sont les argiles (minéraux phylliteux) du sol au sens minéralogique. La transformation d'un minéral en argile varie par son intensité et son degré. Si elle est très faible, il y a *héritage.* Si elle est progressive, deux cas peuvent se présenter : s'il y a perte d'éléments, c'est une *dégradation;* au contraire, s'il y a une addition d'éléments, c'est une *agradation.* Enfin, si elle est complète, suivie d'une synthèse, il s'agit d'une *néoformation.*

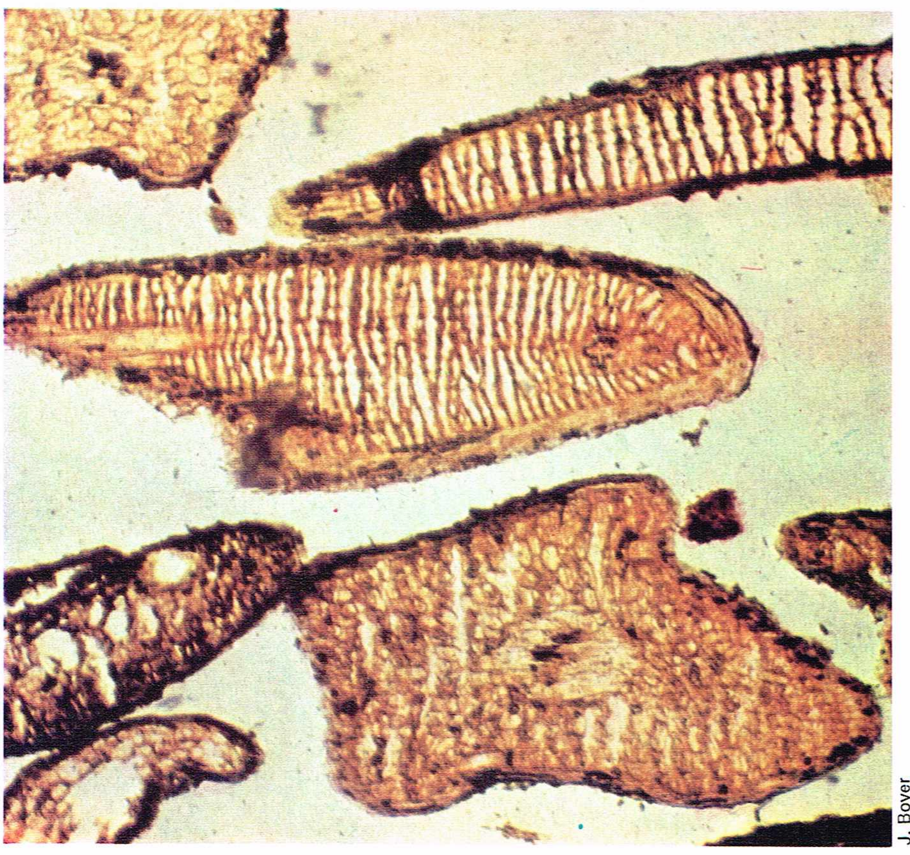
La nature des argiles néoformées est fonction de la vitesse de circulation des eaux de percolation et de la concentration en ions divers, calcium et magnésium surtout. En milieu vigoureusement lessivé, donc acide, la silice est exportée; l'aluminium et le fer restent seuls et cristallisent. C'est le phénomène de l'*allitisation.* Si le lessivage est plus modéré, la silice présente en solution s'associe à l'aluminium pour donner de la kaolinite ($SiO_2/Al_2O_3 = 2$). C'est la *monosiallitisation.* En milieu encore moins lessivé, les cations subsistent et la silice est aussi plus abondante. Il y a formation de montmorillonite ($SiO_2/Al_2O_3 > 2$). C'est la *bisiallitisation.* Quant à la quantité d'argiles formée, elle dépend surtout de l'intensité des hydrolyses et de la constitution minéralogique des roches.

Sous des climats chauds et humides et sur les roches alumino-silicatées équilibrées, les néoformations d'argiles sont importantes. Sous climats froids, elles sont stoppées. Sous les climats tempérés, prédominent les transformations ménagées. C'est le processus normal d'évolution des minéraux phylliteux types micas, dont le schéma structural est très proche de celui des argiles.

Du fait de leur structure cristalline (tectosilicates), les feldspaths en revanche sont moins sensibles. Ils peuvent cependant donner naissance à des séricites (phyllosilicates) par rétromorphose. En milieu faiblement acide, la biotite (mica noir) se transforme facilement en illite ou en vermiculite par élimination du potassium, du magnésium et du fer. A un stade plus poussé, l'alumine est aussi progressivement lessivée et l'on passe à une montmorillonite mal cristallisée, souvent interstratifiée. Celle-ci peut à son tour, quand le milieu devient très acide, se détruire avec libération et lessivage des constituants. Le schéma est le suivant :
biotite → illite → vermiculite → montmorillonite → éléments solubilisés ou amorphes.

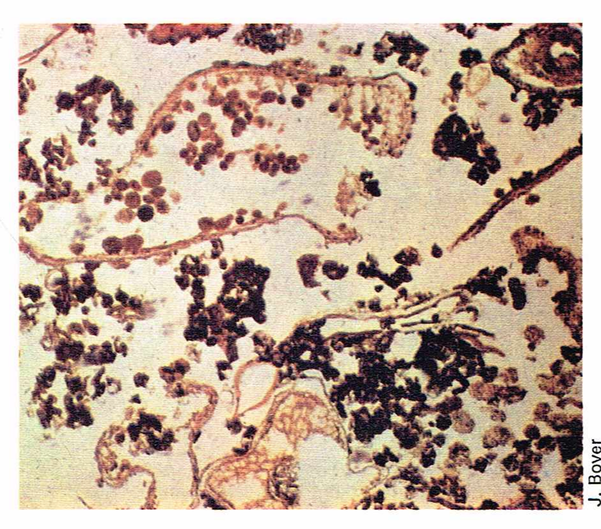
En résumé, deux grands types d'altération peuvent être opposés :

— une *altération à caractère physique dominant.* Il y a désagrégation des roches qui livrent un matériau détritique non transformé, caractéristique des climats froids et des climats secs; l'hydrolyse est paralysée;

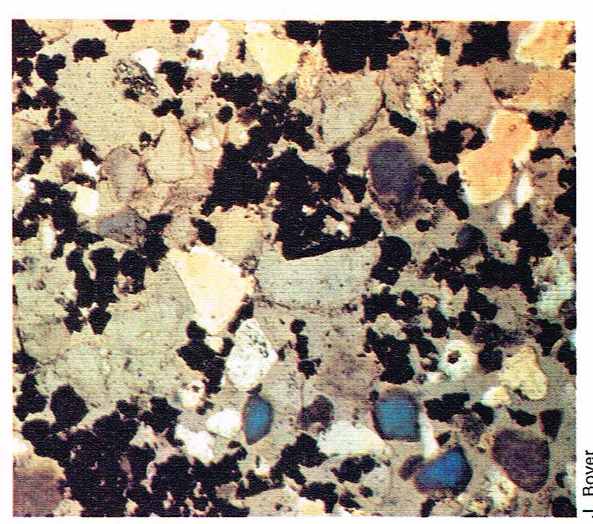


J. Boyer

▲▶ *Ces trois illustrations montrent les différentes étapes de formation d'un humus formé en aérobiose : le* moder *(sous sapins de Douglas). En haut, horizon A_0 : les aiguilles de* Pseudotsuga, *attaquées par des Champignons (ouverture cuticule) et des Bactéries, constituent la litière (on observe les bordures noires d'humidification). Ci-contre, en haut, horizon A_0 subdivisé en F (fermentation) : boulettes fécales d'Acariens (en jaune) et agglomérats noirs de ces boulettes après digestion par les larves de Diptères et d'Enchytridae. Ci-contre, en bas, horizon A_1 : des agglomérats de boulettes fécales (leur forme primitive est parfois visible) commencent à se dégrader.*



J. Boyer



J. Boyer

— une *altération à caractère chimique dominant,* discrète en pays tempérés, mais qui devient la règle en régions tropicales et subtropicales humides; elle produit des dissolutions, des transformations et des néoformations.

Au terme de son évolution, l'altération des roches livre à la pédogenèse :

— des matériaux résiduels, fragments non modifiés de la roche primitive;

— des silicates transformés, produits de l'altération des phyllites originelles, vermiculite, interstratifiés;

— des produits colloïdaux, dits amorphes, mais qui sont des morceaux très fins de charpentes de silicates et d'hydroxydes;

— des phyllites de néoformation : illite, chlorite, kaolinite, montmorillonite, etc.;

— des éléments en solution : Si, Al, Fe, Mg, Ca, K, Na, dont les proportions sont variables suivant les climats.

Les processus d'altération des roches et les produits qui en résultent sont rarement indépendants des **actions biologiques.** Très tôt, on assiste à une colonisation rapide des matériaux minéraux. Ce sont d'abord des organismes inférieurs, Bactéries, Champignons, Algues, Lichens qui introduisent un élément nouveau pris à l'atmosphère, l'azote, et qui synthétisent des chaînes carbonées organiques plus ou moins complexes. Les organismes supérieurs peuvent alors se développer. Il se constitue une flore et une faune du sol, qui contribuent puissamment à la pédogenèse. Par exemple, la vitesse d'altération des roches peut être multipliée par 10 à 100 en présence d'activité biologique (force des racines qui font éclater les roches, action dissolvante de leurs oxydats, etc.).

Décomposition de la matière organique

L'action biologique principale est liée surtout à la matière organique résiduelle d'origine végétale et aux micro-organismes qui s'en nourrissent. Tous les sols contiennent dans leurs horizons supérieurs de la matière organique plus ou moins transformée, dont la quantité, la qualité et la répartition le long des profils varient considérablement d'un sol à l'autre.

Les sources de matière organique sont d'origine aérienne (les tiges, les feuilles et les fruits qui tombent à la surface et constituent la litière) et souterraine (les racines). Les proportions de ces apports varient sensiblement suivant la végétation, les différences les plus marquées s'établissant entre les formations herbacées et les formations arborescentes. On a estimé que la masse végétale de la forêt est constituée pour 20 à 30 % de racines, alors que ces dernières représentent 50 % des formations herbacées. Sous forêt, l'apport au sol se fait principalement par la surface; sous nos climats tempérés, il est de 2,7 t/ha/an pour une forêt de feuillus, de 4,1 pour une pinède, de 6 pour une sapinière. En forêt équatoriale ombrophile, il atteint et dépasse 10 t/ha/an. Sous peuplement herbacé, l'apport principal se fait par les racines dans la masse même du sol; dans les steppes russes, il est de 5 à 20 t/ha/an.

La matière organique qui retourne au sol se transforme plus ou moins rapidement suivant sa nature et les caractéristiques physico-chimiques du milieu : une partie se *minéralise* en libérant du gaz carbonique, de l'ammoniaque, des nitrates, etc.; une autre se transforme en complexes colloïdaux, relativement stables et résistants à l'action microbienne, les *composés humiques.* La rapidité de cette minéralisation et de cette humification est variable; une feuille de frêne se décompose en moins d'une année; une aiguille de pin peut mettre plus de dix ans pour disparaître. Cette évolution est le fait surtout de micro-organismes. La faune, elle, joue plutôt par son action mécanique; elle pulvérise les débris organiques et les mélange à la matière minérale en les ingérant et en les rejetant. Elle tend aussi à homogénéiser le milieu par des remontées biologiques et, de la sorte, à freiner la différenciation en horizons. L'action des vers de terre et des termites est à cet égard remarquable; on a mesuré, par exemple, que pour certains pays tropicaux, ces remontées peuvent dépasser 400 t/ha/an.

La formation de l'humus comporte deux phases. La première est une phase rapide et courte résultant de l'action principale des micro-organismes et de leurs enzymes : c'est la phase de *décomposition initiale.* Les composés solubles des substances végétales (les sucres, les peptides, les acides phénoliques) sont lessivés,

M. Pedone

pénètrent les horizons minéraux en profondeur et se dégradent plus ou moins rapidement. Les composés insolubles (la cellulose, la lignine) évoluent plus lentement; ils forment la litière du sol, qui va disparaître à son tour en se mélangeant plus ou moins intimement aux minéraux, en donnant des types spécifiques d'humus. Ces humus vont alors subir la seconde phase, dite *phase de maturation,* de durée beaucoup plus longue, liée essentiellement aux conditions climatiques et, plus particulièrement, aux contrastes saisonniers humidité/sécheresse, froid/chaleur.

Suivant le régime hydrique des sols, on distingue deux types d'humus : les humus formés en aérobiose et ceux, hydromorphes, formés en anaérobiose.

Les *humus formés en aérobiose* sont :

— le *mor.* Ici, l'horizon A_0 est net et épais; il résulte d'une transformation très ralentie des débris végétaux par l'action dominante de Champignons; l'incorporation de la matière organique à la matière minérale est nulle. C'est l'*humus brut* des forêts à sols très acides;

— le *moder.* La séparation entre A_0 et A_1 est peu nette; la transformation biologique, qui est forte, se fait principalement sous l'action d'Arthropodes, associés à des Champignons et des Bactéries. Il n'y a pas association d'argile et d'humus, mais juxtaposition de micro-agrégats organiques aux particules minérales. C'est l'*humus des sols lessivés acides;*

— le *mull.* Il n'y a pas d'horizon A_0; l'humus est incorporé intimement à la matière minérale, avec laquelle il forme des *complexes argilo-humiques.* La transformation biologique est forte; elle est le fait des lombrics associés aux Bactéries. C'est l'*humus doux* des sols bien structurés et aérés.

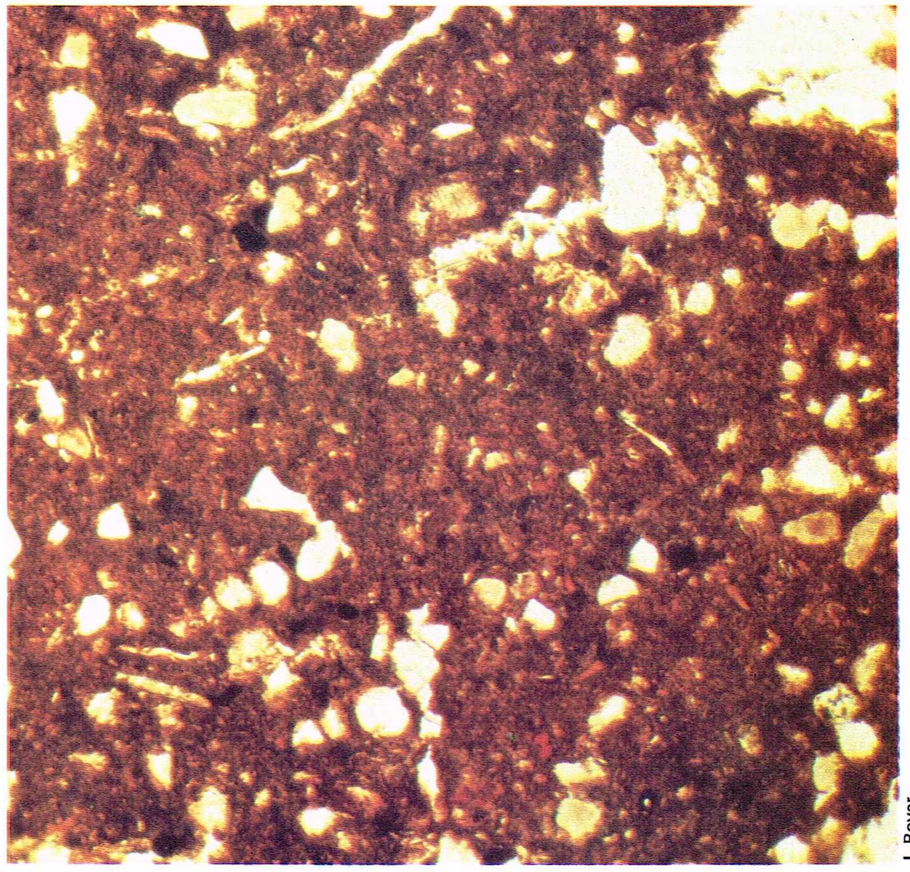
Les *humus formés en anaérobiose* sont de deux types principaux :

— la *tourbe,* dont la structure fibreuse est due à une transformation biochimique faible; l'incorporation de la matière minérale est pratiquement nulle. C'est la matière organique des sols saturés par l'eau en permanence;

— l'*anmoor,* mélange intime de matière organique très humifiée et d'argile, dû à une transformation biochimique forte; mais la structure est massive; la couleur est noire et l'horizon très collant. C'est l'humus des sols engorgés temporairement en surface et à gley de profondeur.

▲ ***La tourbe,** humus formé en anaérobiose, a une structure fibreuse due à une transformation biochimique faible; ici une tourbière alpine dans les Alpes orientales.*

▼ ***Lame mince d'un mull** (Hollande du Sud) effectuée au niveau de l'horizon A_1 : on observe un mélange intime du plasma et des matières organiques (la transformation accélérée est due aux vers de terre).*



J. Boyer

La matière organique conditionne par son évolution un certain *cycle biologique* des éléments nutritifs. Ce cycle est plus ou moins rapide. Il est rapide lorsque les conditions sont favorables à l'activité biologique : la litière disparaît très vite en libérant des quantités importantes d'éléments nutritifs, et une partie seulement donne de l'humus de type mull. Par contre, quand les conditions sont défavorables, le cycle est lent : une couche épaisse de débris organiques noirâtres incomplètement transformés s'accumule à la surface du sol; les éléments nutritifs sont bloqués dans cette litière et libérés très progressivement; l'humus est de type mor.

C'est la *phase rapide d'évolution biologique* qui oriente l'humification vers l'un des types fondamentaux. Cette phase est conditionnée d'abord par la nature de la matière végétale : ainsi, le frêne, l'aune, le robinier, les Graminées, les Légumineuses sont des espèces dites *améliorantes,* génératrices de mull, alors que les résineux, les fougères, les bruyères sont dites *acidifiantes* et favorisent la formation du mor. Cette phase est également favorisée par l'aération du milieu, la présence de calcaire actif, celle de fer et d'argiles en quantités suffisantes mais sans excès.

La *phase de maturation* donne des résultats variés suivant les conditions du climat. Quand les saisons sont contrastées (climats continentaux, tropicaux), il y a polymérisation des noyaux organiques élémentaires et il se forme des *humus gris* très résistants à grosses molécules, qui sont caractéristiques des sols isohumiques. Quand les saisons sont peu tranchées, fraîches et humides, en climat atlantique par exemple, il se forme préférentiellement des *acides fulviques* à petites molécules très mobiles et acidifiantes, qui sont caractéristiques des sols lessivés ou dégradés. Cependant, la maturation dépend aussi de la présence de certains stabilisateurs minéraux. Ainsi, les allophanes et le calcaire actif peuvent bloquer la minéralisation des composés humiques et provoquer leur accumulation dans le profil (andosols, rendzines noires). Il en est partiellement de même pour certaines argiles gonflantes, type montmorillonite, comme dans les vertisols.

Les composés humifères peuvent se combiner facilement à certains minéraux du sol, aux argiles, au fer, à l'aluminium, etc., pour donner des complexes organo-minéraux variés. Ceux-ci sont très différents suivant que les sols sont peu acides, aérés, à forte activité biologique ou, au contraire, très acides ou mal aérés, à activité biologique faible. Dans les premiers, les sols à mull, l'humus et l'argile se combinent, par l'intermédiaire de ponts calcium et de fer en proportions variées suivant les types, pour donner un complexe insoluble, souvent floculé et rassemblé en agrégats plus ou moins gros : c'est le *complexe argilo-humique.* Dans les seconds, sols à moder ou à mor, les composés organiques peu polymérisés forment avec les bases, le fer, l'aluminium, des complexes pseudo-solubles qui migrent facilement. Lorsqu'il existe des complexes argilo-humiques, les liens cationiques sont éliminés par ce processus; l'argile est libérée de ses agrégats et peut se déplacer; la structure se dégrade, le milieu se tasse. Ces complexes organo-minéraux jouent un rôle capital dans la formation et la différenciation des sols. Ils peuvent bloquer sur place certains éléments qui s'accumulent ou, au contraire, faciliter le départ de certains autres, contribuant ainsi à la formation des horizons. Ils conditionnent en grande partie les possibilités d'organisation de la matière altérée.

Transfert des matériaux formés

La décomposition minérale et organique conduit à la formation de composés plus ou moins solubles qui vont pouvoir se déplacer. Dans le manteau d'altération les mouvements de l'eau, liés à la fois aux lois de la gravité et à celles de l'évaporation, entraînent ces éléments et provoquent d'abord une perte de matière. Les niveaux altérés deviennent poreux. Ils peuvent alors servir de milieu de transit ou de milieu de réception pour les matériaux venant d'ailleurs. Ils peuvent aussi s'effondrer sous leur propre poids et former des assemblages plus compacts, partiellement cisaillés. La matière en circulation conduit ainsi à une différenciation de niveaux de caractères variés (les horizons) aussi bien dans le plan vertical que latéral; cette différenciation définit le sol. Certains horizons perdent de leurs constituants et sont creux : ce sont les *horizons éluviaux,* encore appelés *lessivés.* D'autres gagnent de la matière par des apports exotiques qui bourrent les cavités; ils sont plus ou moins compacts et colmatés : ce sont les *horizons illuviaux,* ou *horizons d'accumulation.* D'autres, enfin, sont remaniés dans leur masse par des mouvements divers qui mélangent horizons et constituants : ce sont les *horizons perturbés.*

Les processus qui contribuent à cette distribution sont variés. Ce sont successivement :

— les *mouvements des éléments en solution ou en pseudo-solution* qui sont étroitement dépendants du régime hydrique des sols;

— les *mouvements de matières sous forme figurée,* d'abord les plus fines, en particulier les argiles, mais parfois aussi les limons et les sables (on parle alors de *lessivage*), des constituants de taille de plus en plus grosse, les graviers, les cailloux, tous très sensibles aussi aux mouvements de l'eau, mais tendant également à descendre sous l'action de leur propre poids (on parle alors d'*érosion,* de *remaniement,* de *colluvionnement*) ;

— les *mouvements internes de convexion,* liés aux propriétés qu'ont certaines argiles de se gonfler fortement à l'eau et de se rétracter vigoureusement à l'état sec (les horizons profonds plus humides et plus plastiques voient l'ensemble de leurs constituants menés en surface par les fentes qui se ferment en coins). De tels mouvements peuvent dépendre aussi, dans les régions froides du globe, de la présence d'un niveau gelé en profondeur : le *permafrost;*

— enfin, les *remontées mécaniques d'origine biologique,* qui tendent à homogénéiser et ameublir les horizons de surface.

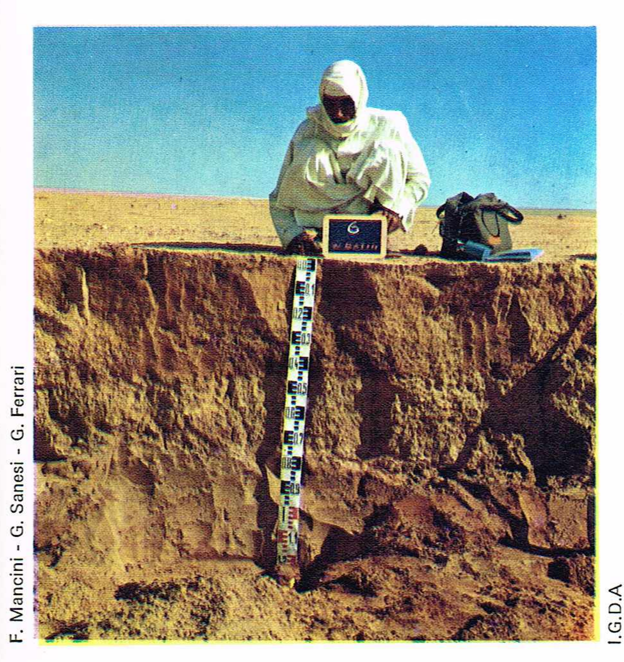
Sur un plan très général, on constate que la différenciation des horizons est étroitement dépendante des processus de lessivage. En revanche, l'érosion, le remaniement, le colluvionnement, la convection et les remontées biologiques tendent à effacer les traits pédologiques majeurs que sont les horizons.

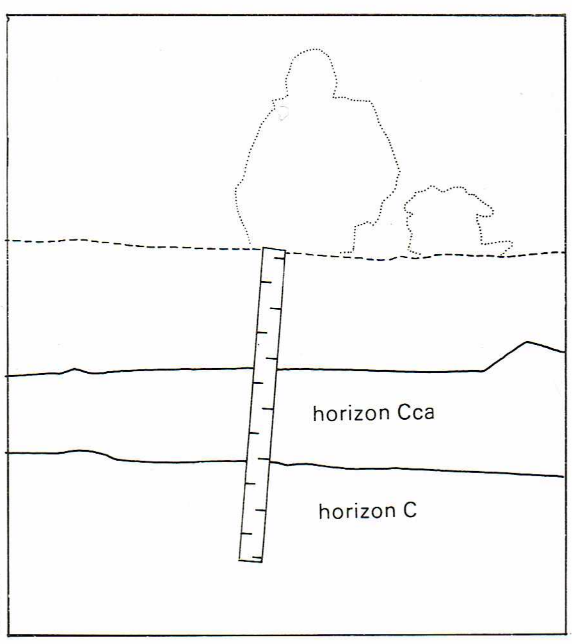
Les transports par **dissolution,** ou **soluviation,** intéressent principalement les sulfates, les chlorures et les carbonates.

Les chlorures du sol, en particulier, sont très solubles, ainsi que les sulfates, mais à un degré moindre. Dans les régions humides et bien drainées, ils sont complètement évacués des profils. Mais en zones arides et dans les bas-fonds mal drainés, ils s'accumulent et peuvent précipiter et cristalliser à des niveaux variés quand les solutions salines sont concentrées par évaporation. Si l'immobilisation a lieu en surface, il se forme des *efflorescences* blanches ou jaunâtres qui constituent un horizon plus ou moins épais. Cependant, les sels peuvent aussi imprégner la masse du sol pour donner des accumulations diffuses; ils peuvent également former des traînées filiformes, des *pseudomycéliums,* ou des *amas* de petits cristaux. Les *encroûtements* des sols du sud de la Tunisie et de l'Algérie par le gypse relèvent de processus comparables.

Le devenir des carbonates de calcium et de magnésium du sol est également très dépendant des mécanismes de dissolution. La solubilité de CO_3Ca, qui n'est que de 10-15 mg/l, augmente considérablement en présence de gaz carbonique, et l'on peut rappeler que dans les sols les tensions en CO_2 sont plus de 100 fois supérieures à celles de l'atmosphère. Ainsi, un litre d'eau chargé d'anhydride carbonique peut dissoudre 10 g de carbonate de calcium et 13 g de carbonate de magnésium. La solubilité du calcaire augmente très peu avec la température, alors que la tension en CO_2 diminue fortement. Il en résulte que les eaux fraîches dissolvent lentement plus de calcaire que les eaux chaudes, mais celles-ci le dissolvent plus vite. La durée d'imprégnation de la roche par de l'eau chargée en CO_2 est donc un facteur très important de cette évolution. Sous climat tempéré, la *décarbonatation* est progressive; elle est plus brutale en climat méditerranéen, où les contacts sol décarbonaté-roche sont bien soulignés.

Les carbonates entraînés par les eaux peuvent s'accumuler, mais la précipitation ne se réalise que dans les sols où les solutions sont très concentrées (climat aride), ou quand ces solutions rencontrent des conditions physico-chimiques qui favorisent leur précipitation : horizon profond plus chaud en hiver que les horizons de surface, horizon plus riche en sulfates, etc. Il s'agit alors de phé-


F. Mancini - G. Sanesi - G. Ferrari



I.G.D.A

◀ *Les* **horizons d'accumulation** *de carbonate de calcium sont fréquents dans les sols des régions à climats à saison sèche marquée : ici, un* **horizon C** *avec accumulation de carbonates et de sels* **(Cca)** *en Arabie.*

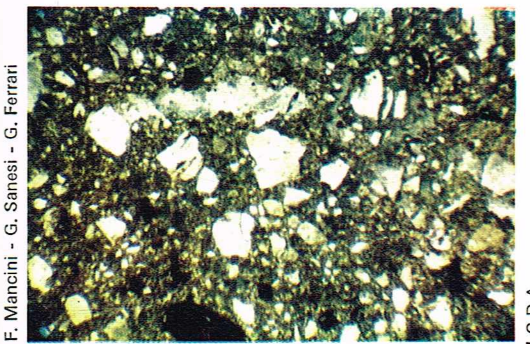
nomènes toujours beaucoup plus lents que ceux de la dissolution. Les accumulations sont fréquentes dans les sols des régions à climats à saison sèche marquée : climat méditerranéen, climats continentaux de steppes, franges désertiques, etc. Elles peuvent y atteindre des épaisseurs importantes, allant de quelques décimètres à plus d'un mètre, et les migrations obliques ont un rôle important dans leur formation. Ces dépôts peuvent prendre des aspects variés : cristallisation de calcite dans les cavités du sol, pseudomycélium, amas plus ou moins friables et diffus, nodules, croûtes plus ou moins durcies, parfois même de véritables dalles très dures qu'il faut faire sauter à la dynamite quand on veut utiliser le sol à des fins agricoles. Les teneurs en carbonates, variables, sont fonction des processus mis en cause; elles peuvent parfois atteindre des valeurs très élevées, proches de 100 %. L'estimation de la charge en carbonate s'effectue sur le terrain en traitant un échantillon par de l'acide chlorhydrique dilué (1/3) ; c'est le test d'effervescence. La quantité de carbonates est déterminée par l'importance du foisonnement. La décarbonatation des sols est un processus majeur de leur évolution. Les hydroxydes de fer et aussi de manganèse peuvent également subir les effets de la soluviation. Les hydroxydes ferriques précipitent à une acidité très basse (pH proche de 2) ; par contre, l'ion ferreux peut rester solubilisé jusqu'à pH = 6,2. Ainsi, quand les conditions du milieu sol sont très réductrices, le fer peut exister à l'état réduit là où le fer ferrique précipite. Pour l'alumine, cette valeur critique se situe à pH = 5,0.

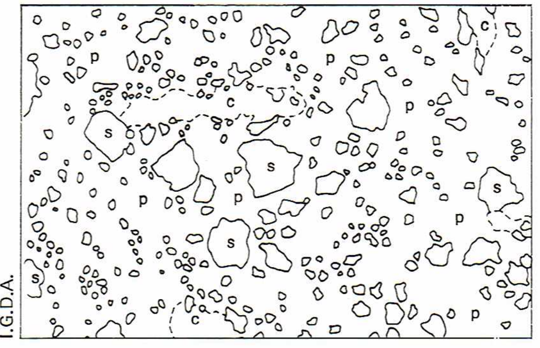
Mais certains composés organiques, et parfois aussi minéraux (acides siliciques), offrent la propriété importante de former avec les cations lourds Fe^{++}, Fe^{+++}, Mn^{++}, Al^{+++}, etc., des complexes pseudosolubles de type chélate susceptibles de migrer dans les sols. C'est la **chéluviation.** Ainsi, le fer est facilement mobilisé en milieu acide, réducteur et riche en matière organique peu polymérisée. Inversement, la précipitation du fer complexé au cours de la migration peut être provoquée par une élévation du pH en profondeur ou par l'oxydation ou la destruction des chélates par la vie microbienne. Cette succession de phase de mobilisation et d'immobilisation peut se réaliser le long d'un profil, le fer étant lessivé des horizons de surface et s'accumulant en profondeur. Elle peut se réaliser aussi entre les sols qui se distribuent le long d'une pente; les sols de l'amont sont appauvris en fer alors que ceux à l'aval en sont enrichis. Parfois, par vieillissement, les formes évoluent vers une plus grande cristallisation, et il se forme des concrétions, des cuirasses plus ou moins indurées. Ainsi, dans les climats tropicaux, les hydroxydes de fer envahissent des formes basses du relief pour donner naissance aux *latérites.* Cette succession peut se réaliser aussi en cours d'année dans un même horizon. En saison humide, l'anaérobiose favorise la formation de substances organiques complexantes en même temps que la réduction du fer; il y a mobilisation. En période sèche, le manque d'eau provoque l'oxydation, la remontée du pH par concentration des solutions salines et le ralentissement de l'activité biologique; la précipitation intervient.

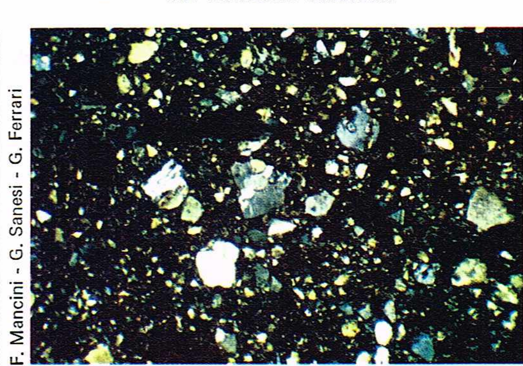
C'est dans les sols qui présentent certains de leurs horizons engorgés par l'eau, dits *horizons hydromorphes,* que ces processus sont les plus marqués. Lorsque la saturation par l'eau est prolongée, la réduction l'emporte sur l'oxydation, le fer est réduit, et l'horizon est caractérisé par des teintes gris verdâtre à bleuâtre : c'est un *gley.* Quand l'hydromorphie est périodique, il se produit des alternances d'oxydation et de réduction; le fer se redistribue sur place, et forme des taches ocre rouille (oxydées) et blanchâtres (réduites) : c'est un *pseudo-gley.*

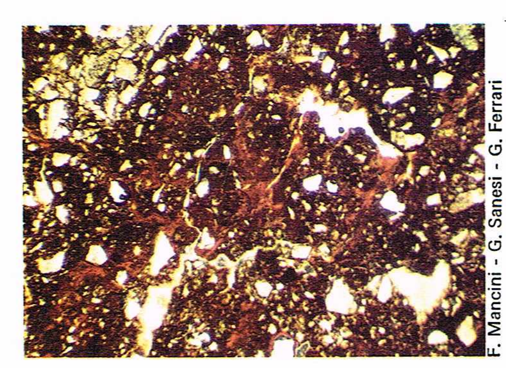
Le **lessivage** concerne l'entraînement mécanique de l'argile et des éléments qui lui sont liés. Pendant ce transfert, il n'y a aucune transformation chimique. A l'origine, on supposait que le lessivage concernait uniquement des mouvements verticaux de haut en bas. On sait aujourd'hui que les entraînements latéraux sont

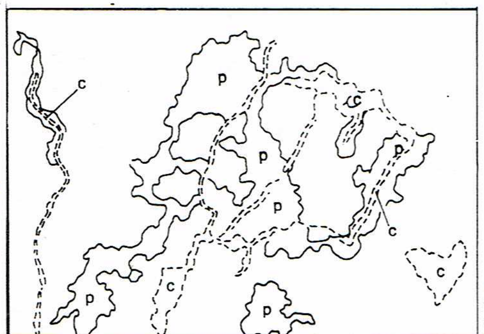
▼ *A gauche, en nicols parallèles, et, à droite, en nicols croisés, lames minces d'un* **horizon A_2** *de sol lessivé; au centre, sur le schéma, on observe une grande quantité de squelette* (s) *transparent par rapport au plasma* (p) *plus opaque. Ce dernier est constitué de cristaux de petites dimensions, de matière organique humifiée et de composés non cristallins, montrant tous de nettes propriétés colloïdales et capables de se mouvoir, de se réorganiser et de se concentrer dans le profil. La présence de granules qui saillent dans la cavité des pores* (c) *est caractéristique des* **horizons éluviaux.**


F. Mancini - G. Sanesi - G. Ferrari

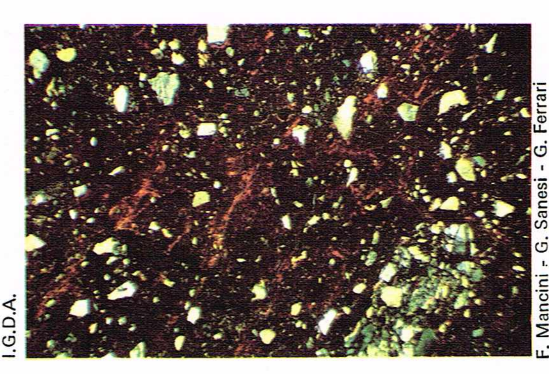

I.G.D.A.


F. Mancini - G. Sanesi - G. Ferrari


F. Mancini - G. Sanesi - G. Ferrari



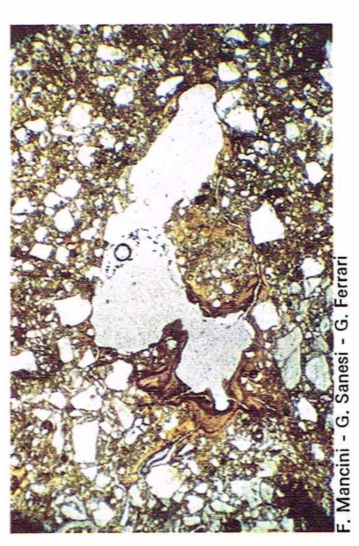
I.G.D.A.

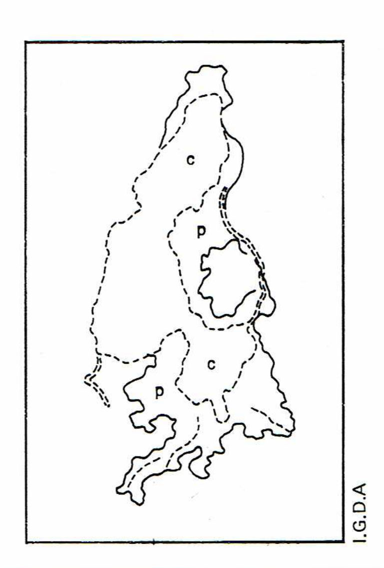

F. Mancini - G. Sanesi - G. Ferrari

▲ *Lames minces d'un* horizon Bt *de sol lessivé (à gauche, en nicols parallèles; à droite, en nicols croisés). On observe une quantité de plasma plus élevée et d'origine* illuviale *(orientation des particules). Le schéma, au centre, permet de déterminer la part du plasma* (p) *et de voir son association, étroite, aux pores* (c). *Il s'agit d'un plasma formé en place (horizon* B *d'altération) et donnant des revêtements à molécules orientées.*

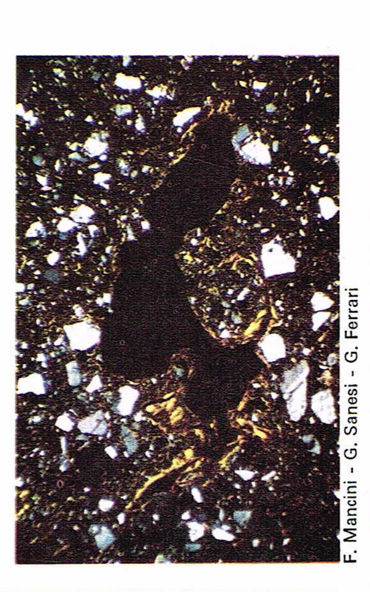
aussi importants et qu'ils intéressent également les limons et les sables fins. Les migrations s'effectuent le long des fentes et des pores du sol, sous l'effet combiné de l'eau et de la pesanteur. Les horizons de surface s'allègent de leurs constituants les plus fins et leur texture est plus grossière. Les matériaux entraînés migrent en profondeur, où ils se font généralement piéger. Ils constituent un horizon plus argileux, appelé aussi B argilique, ou Bt (de l'allemand *Ton* = argile). L'étude microscopique de ces horizons d'accumulation montre que la matière en mouvement se dépose à la périphérie des unités structurales en formant des revêtements plus ou moins épais, à molécules orientées : ce sont les *argilanes* lorsqu'elles sont constituées uniquement d'argile, les *ferri-argilanes* si l'argile et le fer sont liés. On distingue également des *ferranes* (revêtements de fer), des *manganes* (revêtements de manganèse), etc. L'étude de ces revêtements, ou *cutanes,* leur nature, leur constitution et leur position, leur succession par rapport au squelette du sol renseignent sur l'histoire du lessivage, des accumulations et des remaniements éventuels (les revêtements sont alors brisés).

Les limons et les sables fins sont libres, sans charge chimique. Ils sont entraînés par l'eau par simple turbidité et tombent en profondeur à l'occasion d'un vide; ils sont arrêtés lorsque la porosité est faible ou nulle. Les argiles peuvent aussi migrer par simple gravité, mais elles sont le plus souvent assemblées en agrégats et ont besoin pour se déplacer d'être mises en suspension. Cela suppose des conditions physico-chimiques favorables, en particulier la désaturation plus ou moins poussée du complexe absorbant. Cette désaturation se fait par acidification, les ions Ca^{++} floculants étant chassés par les ions H^{+} dispersants. Il y a destruction des agrégats, et la structure s'effondre. Les conditions inverses provoquent l'immobilisation et donc l'accumulation, d'où la présence d'un niveau plus saturé en profondeur. Si le fer est lié à l'argile, il migre avec elle. Ces migrations ont lieu dans les sols neutres et acides des pays tempérés. Elles sont absentes des sols calcaires. Pour qu'elles apparaissent, il faut qu'il y ait décarbonatation totale. Le lessivage est un phénomène lent qui demande plusieurs milliers d'années pour se réaliser, surtout en sols peu acides. Lorsque l'acidité augmente, la dégradation de la structure amène une diminution de l'aération et le fer tend à être complexé par des composés organiques. Les liens entre l'argile et la matière organique sont détruits; le fer et l'argile migrent rapidement et séparément, et se déposent de même en profondeur. Le fer ainsi individualisé forme les taches et les traînées colorées caractéristiques de la *marmorisation.*


F. Mancini - G. Sanesi - G. Ferrari

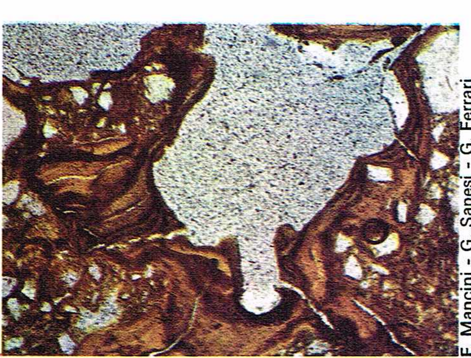


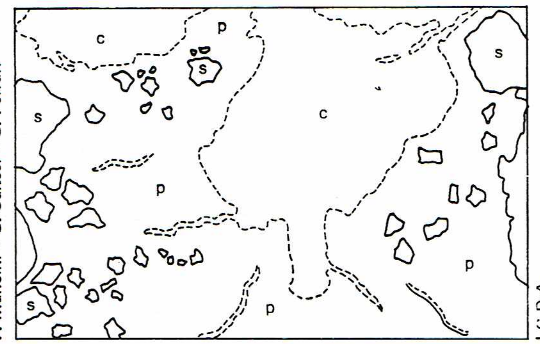
I.G.D.A


F. Mancini - G. Sanesi - G. Ferrari

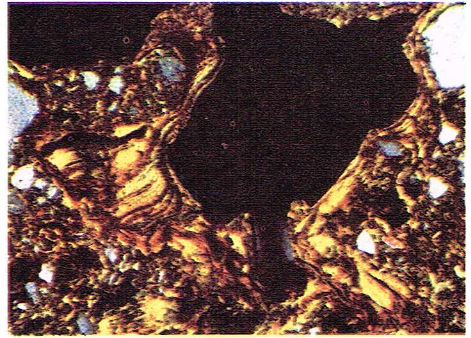
▶ *Particularité d'un pore d'un* horizon Bt *de sol lessivé : on observe que les migrations illuviales* (p) *sont particulièrement nettes le long des fissures* (c) *et qu'à la partie inférieure du pore s'est accumulée de l'argile orientée; noter également, à gauche dans la lame mince en nicols parallèles, la distribution totale du plasma* (p).

▼ *L'orientation et la biréfringence du plasma* (p) *sont encore mieux visibles : noter la stratification des dépôts plasmatiques accumulés dans le pore* (c) *à la suite de sédimentations successives et les bandes d'extinction en nicols croisés (à droite);* s, *squelette.*


F. Mancini - G. Sanesi - G. Ferrari



I.G.D.A.


F. Mancini - G. Sanesi - G. Ferrari



▲ ***De nombreux sols sont travaillés par des animaux fouisseurs; c'est le cas, ici au Tchad, des vers de terre qui ont déposé en quelques minutes des tortillons formant un horizon spécifique.***

Parmi les mouvements de transfert, il faut signaler ceux qui sont liés à des **remontées** et à des **brassages.**

— *La plupart des remontées sont d'origine biologique.* De nombreux sols sont travaillés par des animaux fouisseurs (souris, termites, etc.), qui creusent des galeries, construisent des nids, digèrent de la matière organique et dispersent déblais et déjections à des distances plus ou moins grandes. Le travail est parfois considérable et se matérialise par des apports en surface importants : c'est le cas de certains vers de terre et de termites qui manipulent des centaines de tonnes de terre fine par hectare et par an. Au Cameroun par exemple, les tortillons de vers de terre peuvent former un horizon spécifique de surface de 20 à 30 cm d'épaisseur. Cet horizon est de texture homogène, finement sableuse, et les matériaux plus grossiers s'accumulent à sa base en formant un niveau pierreux caractéristique. De la même manière, on explique la présence d'horizons meubles, pouvant dépasser 2 m d'épaisseur, au-dessus d'une ligne de cailloux, ou *stone-line,* dans les régions équatoriales humides (au Gabon par exemple). Dans ce cas, ce seraient les termites qui interviendraient.

— Mais *certaines remontées dépendent de mécanismes strictement physiques.* Elles sont liées à des mouvements de brassage, de convection, caractéristiques des sols riches en argiles gonflantes. Quand de tels sols s'humidifient, les argiles gonflent en développant des pressions latérales considérables; il en résulte une structuration verticale très développée. En saison sèche, il se forme de grosses fentes de retrait (parfois plus de 10 cm de large et près de 1 m de profondeur) qui se remblaient partiellement de produits divers (débris organiques, cailloux, éléments terreux effrités, etc.). Une nouvelle humidification, qui progresse de la base (l'eau de pluie pénétrant le sol par les fentes de retrait), provoque une fermeture en coin de ces vides. Les matériaux de profondeur, pris dans une masse boueuse, sont progressivement rejetés vers les lèvres supérieures d'où ils s'épandent en surface en dessinant des formes polygonales caractéristiques. Les matériaux grossiers remontés sont de natures diverses : des cailloux pris aux niveaux sous-jacents, des nodules calcaires, des concrétions ferrugineuses, normalement formés dans des horizons profonds, plus ou moins colmatés. Ces produits sont parfois simplement mélangés à la masse du sol qui homogénéise ses horizons; la différenciation s'efface. La fermeture en coin des fentes ajoute aux tensions latérales des tensions obliques qui développent une nouvelle structuration, perpendiculaire à ces forces. Il en résulte la formation de plaquettes obliques de très grosse taille (jusqu'à 10 cm de long) qui montrent des faces lustrées et striées caractéristiques (les *slickensides*). Ces faces correspondent à des plans de glissement, chaque face glissant sur sa voisine lors du gonflement sous l'action de l'eau. La matérialisation de ces lents mouvements de convection est démontrée par la reconnaissance au microscope polarisant de nombreux revêtements argileux brisés. Les sols à montmorillonite sont très sensibles à ces effets. Dans les vertisols (de *verto* = je bascule) en particulier, les forces latérales provoquent un bombement de la surface du sol entre les fentes principales. Il se forme un micro-modelé de bosses, très particulier, ou *modelé gilgaï.* Les buttes construites atteignent 30 à 40 cm de haut, pour un diamètre moyen de 50 à 100 cm. Par contre, les sols à kaolinite ne présentent aucun de ces mécanismes.

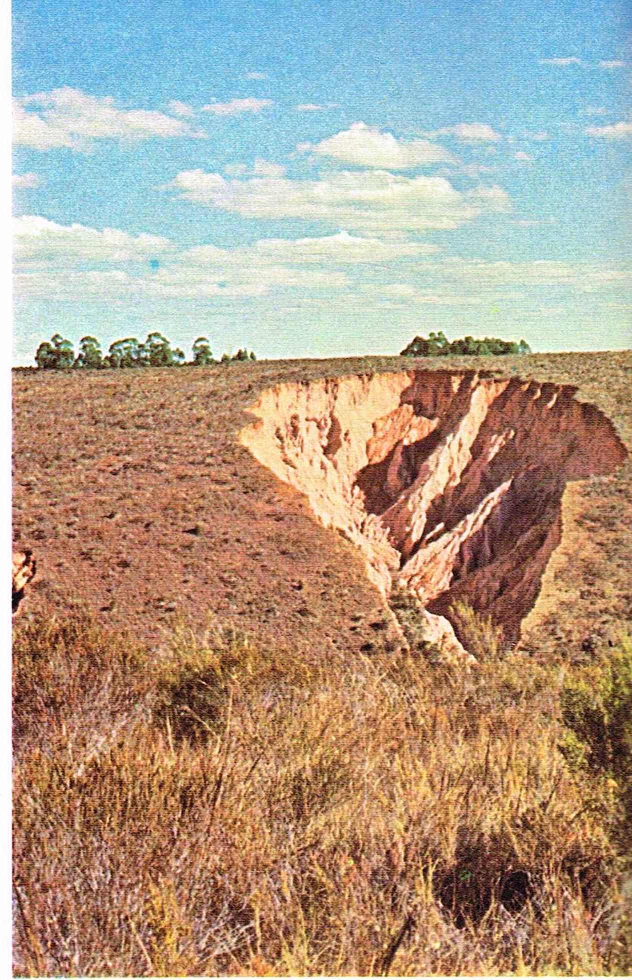
Des formes identiques sont à rattacher aux effets du gel et du dégel : les *sols polygonaux* des pays nordiques, les *sols à pustules de boue,* etc. On les observe aussi parfois dans les sols salés des déserts, les *tackyres.* Plus discrets sont les processus d'autobrassage de certains horizons B d'accumulation argileuse : les revêtements sont brisés et peu à peu mélangés à la masse de l'horizon; les traits illuviaux s'effacent.

A ces mécanismes de gonflement doivent être rattachés les lents mouvements de migration *(creep)* qui s'effectuent à la surface de certains sols pentus. Les agrégats sont soulevés en période humide; ils s'affaissent lors du dessèchement et boulent légèrement le long de la pente, sous l'effet de la gravité. Il en résulte un effet progressif et global vers l'aval des horizons de surface. Sur ces terrains, les troncs d'arbres se coudent à la base, l'effort de déplacement se produisant au niveau du collet; les piquets, les poteaux de clôture sont déchaussés, et les constructions se lézardent.

Mais l'eau de pluie qui arrive au sol peut avoir des effets plus brutaux. La simple énergie cinétique des gouttes qui frappent les agrégats provoque une certaine destruction mécanique de la structure. Les argiles ainsi que les limons sont séparés des matériaux grossiers et bouchent les pores; l'horizon de surface se *glace.* Ce phénomène est particulièrement marqué en sols limoneux, dans le Bassin parisien par exemple : on dit que les sols sont *battants.* La diminution de la perméabilité



R. Maignien



R. Maignien

▲▶ *Les conséquences de l'érosion sont souvent importantes et leur intensité est liée notamment aux caractéristiques de pente : ci-dessus, une* **érosion en ravins** *sur* **solonetz** *dans le nord du Cameroun (pente de 2 à 3 %); au centre, un aspect remarquable de cette forme d'érosion : les* **« lavakas »** *de Madagascar; ci-contre, un exemple d'*érosion en nappe *en cultures d'arachide au Sénégal (pente < 1 %).*

de la surface permet à l'eau de s'accumuler et de former une nappe libre, plus ou moins épaisse : le sol est *noyé*. S'il y a une pente, la nappe s'évacue; elle se met en mouvement, et l'eau *ruisselle* en prenant de la vitesse; par ce jeu, elle rabote les horizons supérieurs, arrache et entraîne des matériaux : c'est l'**érosion** par l'eau, qui façonne les pentes. Les matériaux transportés se distribuent, se trient le long du paysage sur des distances plus ou moins longues; ils se déposent lorsque la turbidité de l'eau diminue. Les sols de l'amont sont décapés sur des épaisseurs variables, parfois très importantes. Les différents horizons et même le profil entier peuvent être entraînés, mettant les roches à nu. A l'aval, le *colluvionnement* recouvre les sols en place; il les épaissit par le haut.

Les conséquences de l'érosion sont souvent importantes, parfois même catastrophiques (glissements de terrain, éboulements, etc.). Elles dépendent de l'intensité des mécanismes mis en œuvre. Ceux-ci sont liés à l'*intensité des précipitations :* ainsi, une pluie violente de quelques minutes est plus efficace qu'un crachin de plusieurs heures. Ils sont liés également aux caractéristiques de la pente, à son pourcentage (l'érosion en montagne est plus forte qu'en plaine), à sa longueur (les effets sont moindres sur une pente courte que sur une très longue pente, même à pourcentage faible), à sa forme (sur les pentes convexes, l'eau ronge les bas de pente, alors que sur les pentes concaves il y a accumulation et inondation, donc colluvionnement). Pour lutter contre l'érosion, il faut briser le flux liquide par des fossés, des haies, etc., et évacuer les excès d'eau par des collecteurs appropriés.

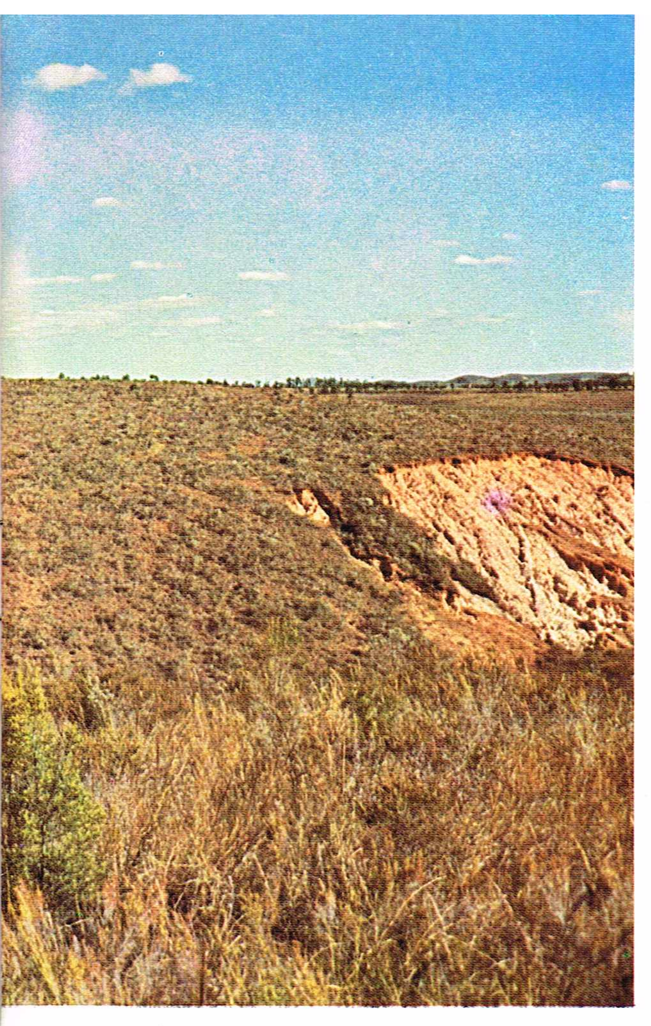
Les formes de l'érosion sont variées : battance, érosion en nappe où le ruissellement est étalé et diffus, érosion en rigoles à ruissellement concentré en petites rigoles, érosion en ravins où le canal d'écoulement se creuse et s'élargit parfois de façon catastrophique. Les « lavakas » de Madagascar sont remarquables à cet égard. Toutefois, les formes de l'érosion peuvent aussi être plus insidieuses. Souvent, les particules les plus fines sont enlevées des horizons de surface par érosion différentielle. Il y a *appauvrissement*. L'humus peut ainsi disparaître, entraînant une perte de fertilité. Mais plus fréquente est l'augmentation des matériaux grossiers en surface : les pierres « poussent » dans les champs, et la mise en valeur impose un épierrage qui entraîne des frais supplémentaires d'exploitation.



R. Maignien

Ces phénomènes sont très marqués dans les sols des régions sèches, en particulier en régions méditerranéennes, où des pays entiers ont vu, à l'échelle historique, leur potentiel agricole disparaître. En régions tropicales, ces mécanismes freinent le développement de nombreux pays; ils provoquent, en particulier, la mise à l'affleurement de nombreux niveaux cuirassés ferrugineux qui se sont normalement formés en profondeur. De vastes surfaces ont ainsi été rendues stériles. En régions tempérées, le développement de la culture mécanisée qui conduit à augmenter la grandeur des parcelles, les rotations de plus en plus accélérées, l'acidification, le non-renouvellement du stock organique augmentent la susceptibilité des sols à l'érosion par l'eau. Les sols s'amincissent et se dégradent. Ils demandent des interventions de plus en plus onéreuses.

Le vent, dans les régions sèches, a les mêmes effets. Mais les conséquences les plus néfastes concernent les ensablements. Aux confins du Sahara, des régions entières ont ainsi disparu à la suite de la destruction, surtout par les troupeaux, d'une maigre végétation qui avait au moins l'avantage de retenir le sol. Sols enterrés, sols décapés sont autant de traces de l'histoire pédologique du monde. Leur étude est aussi indispensable que celle des sols non dégradés.



Si les processus pédogénétiques contribuent d'abord à la formation et à l'évolution des sols, ils peuvent aussi les détruire. C'est plus particulièrement le cas de l'érosion, qui peut arriver à arracher la totalité de la couverture pédologique. C'est pourquoi l'on oppose parfois la *pédogenèse,* formation et évolution des sols en place, à la *morphogenèse*, façonnement des pentes par destruction des pentes. Si l'on se place à l'échelle de l'histoire de la surface de la Terre, on peut distinguer des périodes alternantes de formation et de destruction des sols. En fait, ces effets sont souvent concomitants, et l'on n'observe que des dominances, des sommations.

Lorsque le socle constitutif est stable, que la pédogenèse est active, les roches se transforment en sols et la végétation est bien développée, ainsi que l'activité biologique. Il s'établit un équilibre, se caractérisant par un tri physico-chimique des constituants les moins stables qui sont exportés jusqu'aux cuvettes. C'est une phase de *biostasie,* ou encore d'érosion géologique. Si un déséquilibre se produit (mouvements tectoniques, changements climatiques, actions de l'homme), le sol va soit évoluer vers une nouvelle pédogenèse si les conditions ne sont pas trop différentes des premières, soit se détruire si les conditions de l'érosion deviennent prépondérantes. Il y aura perte de matière sous formes figurées : c'est l'érosion accélérée, ou *rhexistasie*.

La différenciation de ces périodes est également fonction des possibilités de développement du couvert végétal. La présence de celui-ci permet aux processus de pédogenèse de s'intensifier; sa destruction laisse, par contre, le champ libre à l'érosion, et la morphogenèse domine. Ici apparaît le rôle possible dans cet équilibre de l'action de l'homme sur la végétation.

La théorie de la *biorhexistasie* éclaire d'un jour nouveau la géologie sédimentaire : ainsi, les sédiments de précipitations chimiques, calcaires par exemple, correspondent dans les bassins à des apports en solution des périodes de pédogenèse, les sédiments solides à celles de la morphogenèse. On peut donc relier l'histoire des sols à celle des sédiments et en tirer des conclusions paléoclimatiques importantes.

Les principaux sols et leur genèse

Les classifications pédologiques

Le nombre des classifications des sols peut troubler les non-initiés. En fait, elles ne correspondent pas toutes aux mêmes objectifs, certaines mettent l'accent sur le sol isolé de tout contexte, d'autres sur la géographie des sols, d'autres encore sur les diverses possibilités d'utilisation, etc., d'où des schémas, des organisations variés. Cette diversité résulte surtout du fait que l'on ne peut pas appliquer aux sols le principe de parenté et de filiation. Les éléments les moins éloignés qui en tiennent lieu sont les facteurs de formation. De plus, les caractéristiques intrinsèques et extrinsèques sont étroitement liées. Les sols constituent un continuum et l'on passe plus ou moins rapidement d'un sol à l'autre. Il est difficile d'en préciser les limites et, malgré des règles de choix plus ou moins logiques, il reste toujours une certaine part d'arbitraire : le problème est le même que celui de toute classification écologique. Actuellement, aucune classification ne peut être considérée comme seule valable. Quoi qu'il en soit, une classification pédologique doit présenter les qualités suivantes : être logique, être généralisable à toutes les parties du monde et à toutes les échelles, être utilisable directement sur le terrain, et apporter des informations valables aux utilisateurs.

Sur un plan très général, les classifications pédologiques se regroupent autour de trois écoles :

— le système soviétique, qui prend en compte les facteurs du milieu, le climat principalement, pour déterminer et hiérarchiser les unités pédologiques;

— le système américain, qui repose sur la reconnaissance d'horizons diagnostiques parfaitement définis dans leur morphologie et leurs caractéristiques analytiques;

— le système morphogénétique, auquel se rattache l'école française, dans lequel les critères de différenciation sont les caractères morphologiques qui expriment les processus ou les conditions de formation des sols.

Chacun de ces choix, qui correspond à des dispositions différentes de l'esprit suivant les civilisations, a ses avantages et ses inconvénients. Le concept russe est surtout orienté vers les synthèses générales; le concept américain est plus particulièrement adapté à des inventaires détaillés; le concept morphogénétique tente de concilier ces deux aspects apparemment opposés.

Toutes ces classifications font référence aux seuls profils. Or, les sols ont aussi une dimension latérale et ils évoluent dans le temps; à ce jour, et malgré plusieurs essais, ces données n'ont pu encore être prises en compte. Les classifications actuelles sont donc avant tout des systèmes de référence.

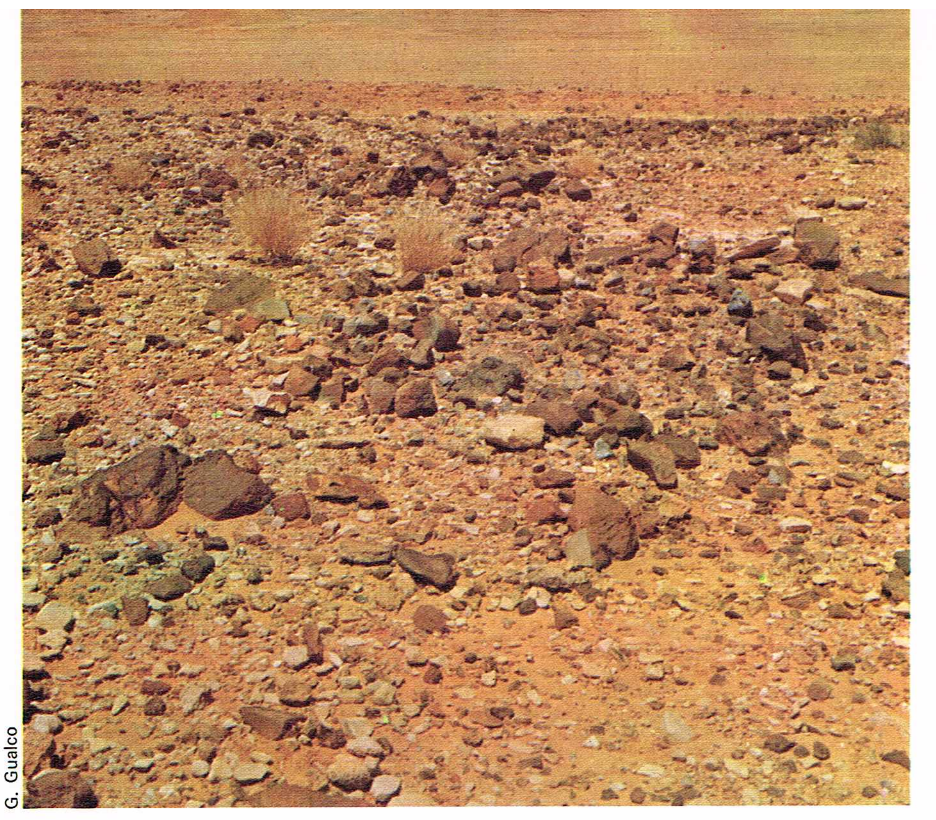
Les principaux sols du monde

Pour la description des sols nous suivrons la classification française (C.P.C.S., 1967) ; c'est une *classification morphogénétique* qui utilise comme éléments de regroupement les caractéristiques morphologiques des profils qui matérialisent leurs processus de formation et de différenciation. Elle est, à ce titre, intrinsèque puisqu'elle ne prend en compte que les données propres aux sols. En allant des niveaux les plus élevés aux plus bas, on distingue des classes, sous-classes, groupes, sous-groupes, faciès, familles, séries, types qui sont autant d'étapes de regroupement, chacune d'elles retenant toute l'information des niveaux immédiatement inférieurs. Chaque unité est considérée comme un *orthotype*, donc comme un concept central, autour duquel on tolère certains écarts; elle diffère en cela des horizons diagnostiques de la classification américaine, qui sont définis dans leur totalité et qui sont donc des *épitomés*.

La classification française comprend douze classes qui sont ordonnées des profils les moins aux plus différenciés.

Les sols minéraux bruts

Les sols minéraux bruts sont caractérisés par une absence presque totale d'évolution. Il s'agit de roches saines ou désagrégées qui n'ont pas encore subi ou qui ne peuvent subir les actions de la pédogenèse. Leur profil est du type (A) C R. Ils ont un horizon de surface à peine marqué, pratiquement dépourvu de matière organique, bien que la vie n'y soit jamais totalement absente (présence de Lichens, de Mousses, etc.). Cette ébauche d'horizon A surmonte la roche saine. Celle-ci peut avoir ou non subi une simple fragmentation mécanique suivie parfois d'un certain réagencement. Les sels minéraux présents peuvent être solubilisés et redistribués (évaporation, cristallisation). Les profils sont d'épaisseur variable, mais le plus souvent très faible (moins de 20 cm)



G. Gualco

▲ ***Un « reg » algérien, près d'El-Goléa, caractéristique des sols de déserts chauds que le vent transforme en pavements désertiques.***

et parfois même réduits à une simple roche. Ils n'ont aucune valeur agronomique. Leur caractéristique principale est une absence d'évolution de la matière minérale. Cette absence peut être due à des causes climatiques : abrasion constante d'une roche par l'érosion, apports de sédiments minéraux, vie ralentie sinon absente en climats très froids (régions arctiques, hautes montagnes) ou très secs (déserts).

On a alors des *sols bruts climatiques,* qui comprennent : les curieux *sols polygonaux arctiques,* sols pierreux présentant un arrangement géométrique de pierres et de masses boueuses sous l'effet des alternances de gel et de dégel, et les sols de déserts chauds soit d'apport, tels les *ergs* ou déserts de sables, soit de déflation, comme les *regs* qui sont des pavements désertiques parfois cimentés par une croûte durcie.

L'absence d'évolution peut être due aussi à une trop faible durée d'évolution, au fait que la roche est mise à nu, à des accumulations d'apports récents (cendres volcaniques, dunes, etc.) : ce sont alors des *sols bruts non climatiques.* Mais il s'agit là d'un caractère provisoire, dû à une trop grande jeunesse : avec le temps le matériau évoluera vers des différenciations plus spécifiques.

Suivant le degré de friabilité du matériau on distingue : les sols minéraux bruts meubles, ou *régosols,* et les sols minéraux bruts massifs, ou *lithosols.* Les premiers peuvent évoluer plus vite que les seconds et, à ce titre, ont parfois une certaine valeur organique.

Les sols peu évolués

Les sols peu évolués sont encore faiblement transformés par rapport à leur matériau originel, mais ils montrent déjà un horizon humifère nettement défini. Ils se différencient par un profil A C R. Ils ne présentent jamais d'horizon (B), encore moins d'horizon A_2 ou d'horizon B. L'altération de la roche mère, peu poussée, est localisée en surface, de sorte que la zone altérée se fond avec l'horizon de surface coloré par la matière organique. Le matériau lithique est fragmenté et désagrégé par des phénomènes mécaniques, même s'il est originellement dur et massif. Cependant, la matière minérale n'a pas subi d'altération sensible. Les sels minéraux, y compris les carbonates et les sulfates, sont soumis à des migrations et des redistributions ; par contre, la structure des minéraux silicatés n'est pas modifiée, tout au plus certains cations alcalins ou alcalino-terreux peuvent-ils se déplacer et le fer s'individualiser faiblement. La matière organique peut exister en quantités élevées, et une partie peut être bien humifiée.

L'absence d'altération des minéraux primaires est le fait soit d'un climat de type désertique froid ou sec, soit d'une durée d'évolution trop courte. On doit remarquer à ce sujet qu'au cours de son histoire un sol passe toujours par une phase de jeunesse où il est peu évolué. Ces sols sont donc souvent des têtes de phylum vers des types évolués, et il est important de connaître les causes et les mécanismes de ces premières orientations.

On distingue plusieurs sous-classes de sols peu évolués.

Les *sols à permagel* présentent en profondeur des niveaux gelés en permanence mais, en été, dégèlent en surface de quelques centimètres à plus de 2 m. Les plus caractéristiques d'entre eux sont les *sols de toundra,* à humus brut, souvent tourbeux, des climats froids des régions circumpolaires. Les alternances de gel et de dégel entraînent aussi un fractionnement intense et rapide des roches. Lors du dégel, les horizons de surface deviennent fluants. Il se crée des mouvements de convection qui rejettent les matériaux les plus grossiers à la périphérie des coins de glace. Ce sont les *cryosols,* à buttes, à pustules de boue, à réseaux polygonaux ou circulaires de pierres, à réseaux parallèles (sols striés).

Dans les régions tempérées, à climat frais et humide, plus rarement en régions tropicales, certains sols peu évolués peuvent comporter des teneurs élevées en matière organique : ce sont les *rankers.* Leur horizon A_1 est constitué d'un mélange intime de matière organique partiellement humifiée et de petits fragments plus ou moins finement divisés de roche mère non altérée et qui n'est jamais calcaire. Leur pH se place toujours vers le pôle acide. Il n'y a pas formation d'argile ; la matière organique n'est jamais liée à la matière minérale.

Sur des roches mères riches en bases (en calcaire par exemple), le pH de l'horizon organique de surface reste aussi légèrement acide, même si des fractions de la roche sous-jacente existent dans l'horizon. Il n'y a pas d'horizon C et le contact avec R est parfois brutal. Ce sont les *sols humifères lithocalciques.* Quand le matériau de départ est une roche silicatée amorphe d'origine volcanique (basalte, cendres, etc.), il peut se développer des *sols peu évolués à allophanes,* sols riches en matière organique et à capacité d'échange élevée. Ils possèdent de plus la propriété de retenir de grandes quantités d'eau. Tous ces sols, rankers, sols humifères, lithocalciques, sols peu évolués à allophanes, sont principalement des sols d'altitude (1 200-1 500 m).

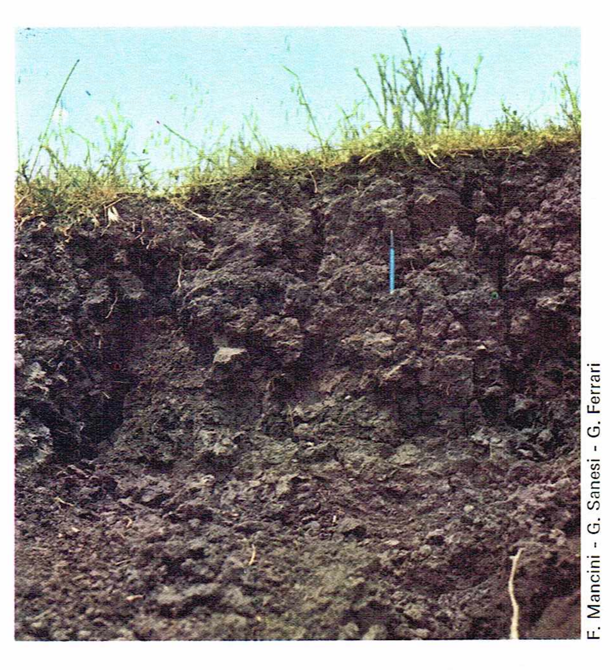
Quand le climat est chaud et sec les teneurs en matière organique de l'horizon A sont beaucoup plus faibles ; la structure de ce dernier est peu développée. La différenciation du profil est moins poussée et l'on n'observe jamais d'accumulations de calcaire. Ce sont les *sols peu évolués xériques,* dont les plus caractéristiques sont les *sols gris subdésertiques* des marges des déserts chauds et les *xérorankers,* souvent argileux, des régions à saison sèche marquée. La matière minérale fragmentée est simplement mélangée à 1 à 2 % de matière organique, sur quelques décimètres d'épaisseur, sans autre évolution visible.

Les *sols d'apports récents* sont souvent peu évolués, quel que soit le climat, lorsque la durée d'évolution reste faible (quelques années). On distingue ces sols d'après les mécanismes d'apport : sols alluviaux, colluviaux, éoliens, volcaniques, anthropiques. Les sols alluviaux peu évolués présentent souvent une nappe phréatique en profondeur. Ils peuvent être de nature très différente suivant leur composition minéralogique et sont parfois très fertiles. Leur utilisation exige des aménagements importants, car ils sont inondables. Enfin, sur les fortes pentes, l'érosion peut mélanger les horizons des sols et les déplacer le long des versants, donnant des *sols peu évolués d'érosion.*

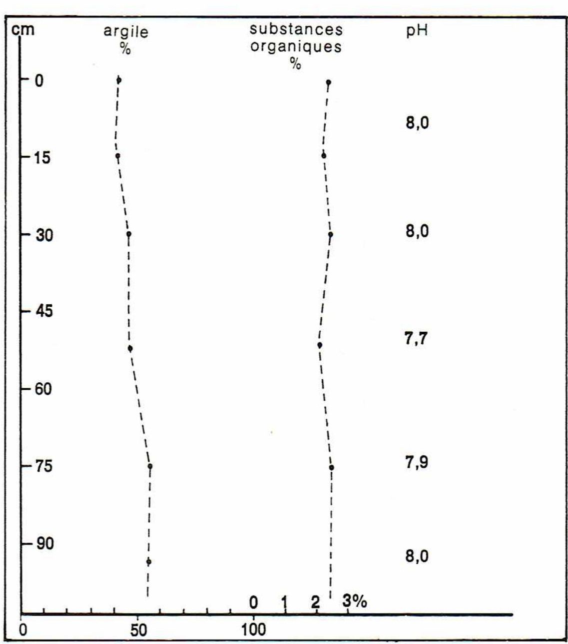
Les vertisols

Le nom de vertisol (de *verto* = je bascule) a été proposé en 1960 par les pédologues américains pour regrouper de nombreux sols de régions chaudes assez humides mais à climat contrasté, et qui ont en commun le fait d'être argileux, de couleur sombre, fortement structurés et de montrer, à l'état sec, les caractéristiques de grosses fentes de retrait. Ce sont les sols d'argiles noires tropicales, les tirs marocains, les régurs indiens, certaines smonitzas des pédologues russes.

Les vertisols se caractérisent par une quasi-absence d'horizons due à des mouvements de convection interne liés à la présence d'argiles à fort pouvoir d'expansion, qui se gonflent et se rétractent alternativement sous l'action successive de périodes très humides et très sèches.



F. Mancini - G. Sanesi - G. Ferrari



I.G.D.A.

◀ ***Les vertisols se caractérisent par une quasi-absence d'horizons, due à des mouvements internes de convection; ce sont des sols de régions chaudes à climat contrasté, alternativement sec et humide, argileux et sombres, qui montrent, à l'état sec, de larges fentes de retrait. Le schéma montre la forte proportion d'argile de ces sols et leur faible teneur en matière organique.***

Ce sont des sols à profils A (B) C, A (B)g C ou A (B) Cg, plus ou moins homogénéisés ou irrégulièrement différenciés par ces mouvements internes, mouvements qui s'expriment par la présence de larges agrégats gauchis et à faces striées au moins à la base du profil et, en surface, par celle d'un microrelief gilgaï, ou d'effondrement. Les horizons ne se différencient que par leur structure mais, du fait des mouvements internes qui les affectent, ils comportent souvent aussi des éléments grossiers, irrégulièrement remontés à travers l'ensemble du profil. De plus, à l'état sec, ils montrent de larges fentes de retrait qui dessinent à la surface un vague réseau polygonal. La macroporosité des agrégats est très faible, mais leur cohésion et leur consistance sont élevées. Ils contiennent en moyenne de 35 à 40 % d'une argile de type montmorillonitique. Il en résulte que leur capacité d'échange en bases est élevée. Ils sont de couleur foncée (noirs, gris) bien que leurs teneurs en matière organique soient relativement peu élevées (de 2 à 6-8 %). C'est une matière organique très polymérisée, surévoluée, en partie piégée entre les feuillets d'argile et donc peu disponible pour la nutrition des plantes.

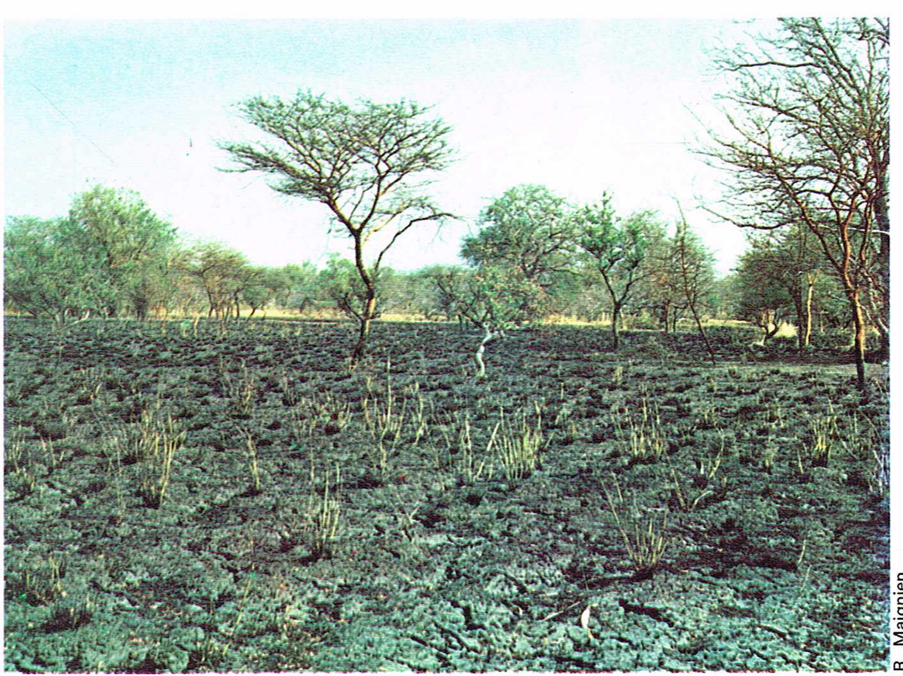
Bien que peu différenciés en tant que profils, les vertisols sont minéralogiquement très évolués. Ce sont des sols de milieux confinants. Sous l'action de la concentration cumulée en Ca^{++} et Mg^{++}, la silice et l'aluminium, libérés par hydrolyse des structures minérales originelles, se réorganisent en argiles 2/1. L'hydrolyse et la néosynthèse sont poussées. Il ne reste pratiquement rien des minéraux primaires : du quartz, quelques débris de roches remontées du fond, des matériaux pédologiques figurés, tels des nodules calcaires, des concrétions ferrugineuses ou manganésifères qui matérialisent un milieu profond colmaté, partiellement hydromorphe. Ces traits soulignent le régime hydrique de ces sols, alternativement gorgés d'eau et complètement desséchés.

La richesse en argiles gonflantes (smectites) n'est pas toujours le fait d'une évolution en place. Il peut s'agir d'un héritage sédimentaire, comme dans les cas des marnes à attapulgites de certains pellosols; il peut s'agir aussi d'une illuviation. Il est malheureusement difficile de faire la part de ces divers mécanismes, même par des examens microscopiques, et, très souvent, il faut avoir recours à une interprétation globale du milieu.

Certains horizons de surface de vertisols possèdent la propriété remarquable de se diviser en se desséchant en une sous-structure finement polyédrique. C'est le *self mulching* (autobrassage), qui contribue parfois à un ameublissement naturel de la partie supérieure de ces sols.

Suivant les conditions du drainage externe, c'est-à-dire de la façon dont l'eau de pluie s'évacue de la surface du sol, on distingue deux grandes catégories de vertisols : les *vertisols à drainage externe nul* ou *réduit*, qui se développent en zones planes ou déprimées; les *vertisols à drainage externe possible,* sur pentes plus ou moins prononcées mais sur des roches riches en Ca^{++} et Mg^{++} (marnes, basaltes, roches ultrabasiques). En fait, ces conditions apparemment opposées interfèrent fréquemment. Dans les situations de drainage externe nul, il faut qu'il y ait un apport de silice et d'alumine dans un milieu suffisamment saturé en calcium et en magnésium. Une certaine hydrolyse sur les versants, donc de l'humidité et de la chaleur, et, lui succédant, une évaporation dans le bas-fond pour concentrer Ca^{++} et Mg^{++} sont nécessaires. Ce sont ainsi les régions chaudes, relativement humides, mais à saison sèche marquée, qui sont favorables au développement de ces sols : on parle alors de *vertisols topomorphes*. Mais si la roche mère est particulièrement riche en ces éléments, le bilan sur place peut être le même. Il faut pour cela que la vitesse de libération des cations, de la silice et de l'alumine soit plus rapide que leur exportation par drainage : il s'agit alors de *vertisols lithomorphes*. De toute façon, l'augmentation des teneurs en argiles, en freinant le drainage, crée à son amont un domaine confinant où vont se développer de nouvelles argilogenèses. Il y a « invasion remontante » de la montmorillonite.

▼ ***Un paysage de vertisol au Tchad; remarquer la topographie très plane et la végétation arborée — ici, des acacias — très clairsemée.***



R. Maignien

▶ ***Les*** **andosols** ***s'observent dans de nombreuses régions du globe à roches volcaniques récentes; ici, un andosol de l'Ankaratra (Madagascar) : sol sur cendres volcaniques altérées en matériaux amorphes ou*** **allophanes.**

Les vertisols n'existent ni dans les régions froides et humides (hydrolyses trop ralenties), ni dans les régions équatoriales (milieux trop lessivants), mais on les observe sous des climats chauds très variés, à pluviométrie inférieure à 1 500 mm/an et à saison sèche marquée. Ils couvrent de vastes surfaces en zones méditerranéennes, en Espagne, en Italie, au Maroc, en Syrie, etc. On les observe en Australie, au Texas, au Tchad, au Soudan, aux Indes et dans de nombreuses autres régions d'Afrique et d'Amérique.

Ce sont des sols souvent riches sur le plan chimique, mais qui présentent des propriétés physiques défavorables : cohésion trop forte des agrégats, qui limite la pénétration des racines, teneur en eau utile très faible, etc. Par contre, si l'horizon superficiel est à structure fine et suffisamment épais, ces sols peuvent être très fertiles (sols à cotonnier en particulier). D'une façon générale, les mouvements mécaniques dont ils sont le siège sont la cause de grandes difficultés pour les travaux de génie civil : constructions de routes, d'aéroports, de bâtiments lourds, etc.

Les andosols

Les andosols constituent un ensemble de sols qui doivent l'originalité de leurs propriétés à l'abondance dans leur fraction minérale des silicates amorphes, les *allophanes,* associés à des teneurs variables mais souvent élevées de matière organique. Le nom de ces sols vient de *ando,* qui signifie terre noire en japonais. Ces sols ont un profil de type A C ou A (B) C avec passage progressif du A au (B).

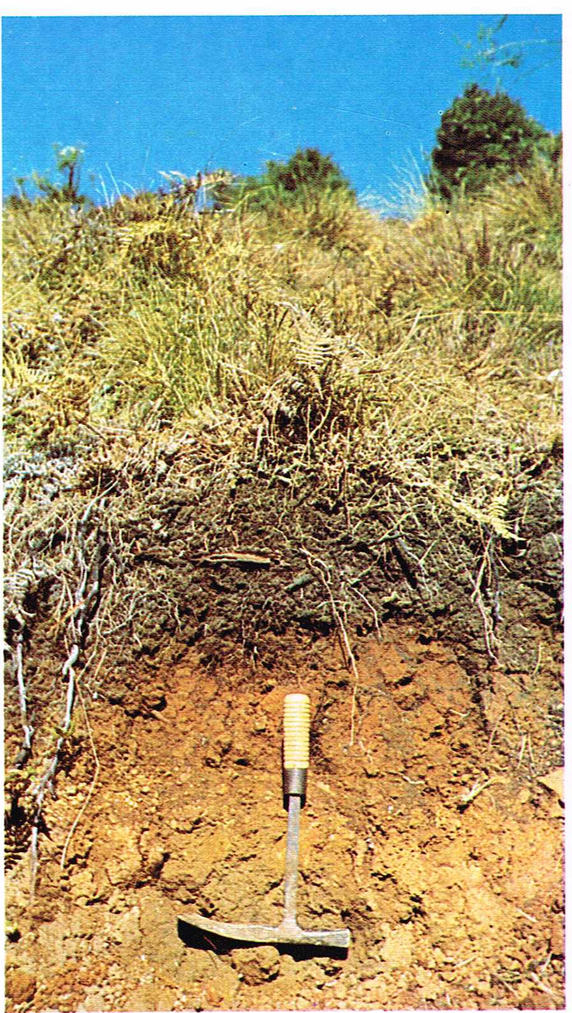
L'horizon de surface, d'importance variable, est épais de 15 à 60 cm; il est de couleur foncée, le plus souvent noire. La matière organique, en quantité importante (3-30 %), est très transformée. Les composés humiques, résistants à l'activité biologique, pénètrent en profondeur; ils forment avec les allophanes, et parfois aussi avec les argiles, des complexes de stabilité variable. Cette insolubilisation par les allophanes, en particulier des produits hydrosolubles, s'accompagne d'une certaine polymérisation qui transforme les acides fulviques en acides humiques. Cette polymérisation reste cependant limitée en l'absence de saison sèche. L'horizon est friable et doux au toucher.

L'horizon (B) a une épaisseur de 30 à 100 cm. Il est de couleur brun jaunâtre; sa texture paraît limoneuse au toucher; sa structure est soufflée; peu collant à l'état sec, cet horizon devient glissant, savonneux et graisseux à l'état humide. S'il se dessèche, il est très lent à se remouiller.

L'ensemble du profil présente une grande porosité, une faible densité apparente (inférieure à 0,8), une extrême perméabilité, une consistance thixotropique à l'état humide; il est finement granuleux et même poussiéreux à l'état sec. Le sol présente une énorme capacité pour l'eau (elle atteint 200 %), mais il perd cette propriété s'il se dessèche trop; la teneur s'abaisse alors à 30-40 %.

L'ensemble de ces caractéristiques est lié à la présence d'allophanes, qui dérivent de l'altération d'éléments vitreux, non cristallisés, dans les roches mères. Les cendres volcaniques et en général tous les produits pyroclastiques, qui s'altèrent rapidement, constituent un matériel de choix pour la genèse de ces sols. A coté de ces « amorphes », on décèle la présence de produits secondaires cristallisés : l'halloysite, la montmorillonite pour les minéraux argileux, la gibbsite pour les hydroxydes d'alumine et, naturellement, les matériaux résiduels de la roche de départ qui appartiennent presque exclusivement au domaine volcanique. La qualité et les quantités d'allophanes, dont le rapport silice/alumine varie entre 1 et 2, règlent les propriétés chimiques de ces sols, qui sont généralement acides : on note un pH = 5 à 6 s'il y a peu d'allophanes, pH = 4 à 5 s'il y en a beaucoup. Leur capacité d'échange est aussi très variable mais toujours élevée (supérieure à 25 meq %). Enfin, l'acide phosphorique y est fortement rétrogradé, d'où la nécessité de fortes fumures phosphatées pour leur mise en valeur.

Les andosols s'observent le plus souvent en domaines montagnards, sous des climats constamment humides et assez chauds, sur roches effusives (chaînes volcaniques, équatoriales en particulier), car les processus d'hydrolyse y sont rapides et poussés. Il y a libération massive de gels mixtes amorphes qui évoluent ensuite lentement vers


R. Maignien

des formes cristallines. Cette évolution est encore plus ralentie en milieu acide et constamment humide. Les phases de dessiccation, par contre, accélèrent les néoformations d'argile et font perdre aux andosols une partie de leurs propriétés. En climat tempéré, on observe un début d'évolution vers les sols bruns; en climat tropical, celle-ci s'effectue vers les sols ferrallitiques si le milieu est acide, vers les vertisols s'il est riche en bases. On voit que l'on a aussi ici des têtes de phylum.

Ces considérations permettent le classement des andosols :

— En conditions très favorables, climat équatorial humide, cendres vitreuses à altération rapide, on trouve les andosols les plus typiques, presque dépourvus d'argiles. La matière organique ne dépasse pas 10 % et l'horizon humifère est peu épais. Le profil est de type A (B) C. Ce sont les *andosols des pays tropicaux,* qui peuvent être *saturés* ou *désaturés.* Dans le premier cas, des minéraux 2/1 accompagnent l'allophane et le degré de saturation est élevé; dans le second cas, c'est de l'halloysite accompagnée fréquemment de gibbsite, qui constituent le cortège des « amorphes ».

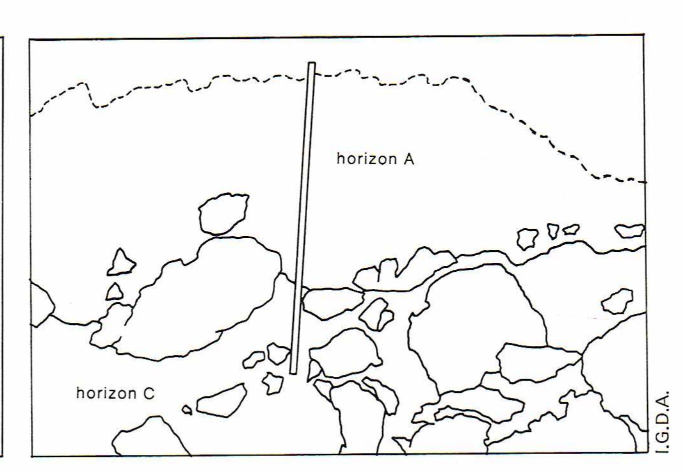
— En conditions moins favorables, roches éruptives dures (basalte), climat tempéré humide, les andosols présentent souvent des caractères de transition vers des *andosols brunifiés* ou des *sols bruns andiques,* parfois même des *sols podzolisés.* Ce sont les *andosols des pays froids,* qui se caractérisent par l'abondance de la matière organique très évoluée (celle-ci peut atteindre 30 %). Les profils sont principalement de type A C. Ces sols s'observent dans de nombreuses régions du globe à roches volcaniques récentes : en Afrique, au Japon, en Nouvelle-Zélande, dans les Andes, mais aussi en France (chaîne des Puys), en Italie (en Sicile en particulier).

Les andosols sont souvent des sols très fertiles, faciles à travailler, et ils portent des cultures variées, généralement riches, qui sont fonction des climats (caféiers arabicas, agrumes, plantes à parfums, plantes médicinales, etc.).



F. Mancini - G. Sanesi - G. Ferrari

substances organiques %	pH	$CaCO_3$ %
21,7	7,9	7,0
15,4	8,1	20,0
3,0	8,4	25,0



I.G.D.A.

▲ ***Les sols calcimagnésiques les plus typiques sont des* rendzines *: ici, un sol à profil* A C *de couleur foncée, à nombreux cailloux calcaires montrant la transition rapide entre l'horizon* A *et l'horizon* C *sous-jacent.***

Les sols calcimagnésiques

La genèse des sols calcimagnésiques est déterminée par la présence d'ions alcalino-terreux dérivant de l'altération de roches carbonatées ou sulfatées. Ce sont des sols à complexe saturé par Ca^{++} et Mg^{++}, comportant un horizon superficiel relativement riche en matière organique intimement liée au calcaire et aux argiles. Des horizons sous-jacents peuvent exister, mais ce ne sont que des horizons (B) et C qui ne montrent jamais les caractères des vertisols, ni ceux des sols isohumiques. Le profil est de type A R, A C, A (B) R, ou encore A (B) C. Le ravitaillement du sol en ions bivalents est assuré par une roche sous-jacente carbonatée (calcaire dolomitique ou craie par exemple) ou très basique, ou encore par des apports latéraux. Ces cations exercent sur la pédogenèse une empreinte très particulière qui contrarie souvent l'évolution climatique ; ces sols sont considérés parfois à ce titre comme des *sols intrazonaux*. L'excès d'ions alcalino-terreux a les conséquences suivantes :

— un rôle de frein à l'égard des processus d'altération ; le fer est peu libéré ; le profil est mince, peu épais ;

— une orientation des néosynthèses argileuses, si elles existent, vers la formation de montmorillonites ou d'illites ;

— une action floculante énergique sur les argiles et surtout sur les colloïdes humiques ; il se forme un « mull » calcique ; la structure est très marquée, souvent grumeleuse, parfois même grenue, très stable ;

— une transformation rapide de la matière organique fraîche ; il n'y a pas de litière ; les composés organiques sont fixés sous une forme très stable par les carbonates, ce qui, lié à la forte activité biologique, provoque une incorporation profonde et masque la couleur brune du fer ;

— si la matière organique s'accumule facilement, par contre, sa dégradation est lente ; le rapport carbone/azote est généralement bas, inférieur à 10 ; les plantes peuvent y souffrir d'un manque d'azote, même si les teneurs totales en cet élément sont élevées.

Les sols calcimagnésiques ont leur complexe saturé à plus de 90 % par les cations alcalino-terreux. Leur pH est supérieur à 6,8 et atteint parfois 8-8,5. Ils font effervescence à l'acide. La transition entre l'horizon A et l'horizon sous-jacent est rapide. Les horizons profonds ne montrent jamais de faces de glissement, et leur teneur en matière organique est très faible par rapport à celle des horizons de surface. En revanche, ils peuvent présenter des traces d'hydromorphie, d'une accumulation de carbonates ou de sulfates, ainsi que, parfois, une altération notable des minéraux primaires.

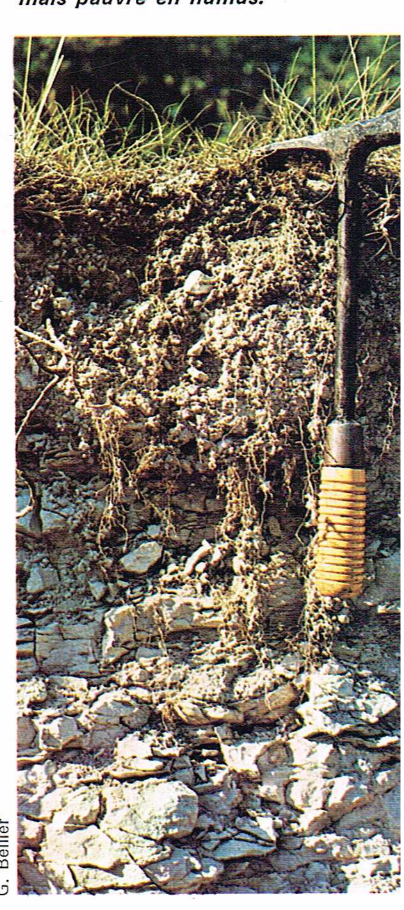
Les sols calcimagnésiques les plus typiques sont les *rendzines* qui montrent un seul horizon A, de 10 à 30 cm d'épaisseur, de couleur foncée (grise à brun-noir), à nombreux cailloux calcaires dans tout le profil. La structure est grenue. On observe les traces d'une activité biologique intense ; les vers de terre sont abondants. Les teneurs en *calcaire actif* sont élevées ; le pH atteint et même dépasse 8. Ces rendzines sont riches en humus de néoformation microbienne (5-8 %). Suivant la couleur, on distingue : les *rendzines grises ou blanches*, très riches en carbonate de calcium mais pauvres en humus, situées sur craie (en Champagne par exemple) ; les *rendzines rouges*, à rubéfaction ancienne, recalcarifiées secondairement par remaniement, localisées sur les pentes (dans le Barrois par exemple) ; les *rendzines noires forestières*, sur les éboulis qui, en montagne, font transition vers les sols humiques carbonatés.

Fréquemment, les carbonates sont progressivement dissous et il s'ensuit une accumulation relative de matériaux silicatés résiduels ; un horizon (B) à structure plus grossière (polyédrique), de couleur brune, se développe. Le sol évolue vers un sol brun ; on dit qu'*il se brunifie*. Il existe ainsi toute une série d'intermédiaires. Si l'horizon superficiel reste riche en matière organique et sa structure grenue, on a une *rendzine brunifiée*. Si, au contraire, l'horizon humifère est moins développé, on a un *sol brun calcaire*. Dans la pratique, ces évolutions sont étroitement dépendantes du type de roche mère, de sa dureté, de sa pureté et du pourcentage de sa pente. Les rendzines sont des sols d'érosion, donc de pente, alors que les sols calcaires ne le sont pas. Si la décarbonatation est encore plus poussée, il arrive un moment où il n'y a pratiquement plus trace de carbonates : le pH s'abaisse jusque vers 6,8, les teneurs en matière organique diminuent encore et la structure devient polyédrique. C'est un *sol brun calcique*, qui peut être *mélanisé* lorsqu'il prend une structure proche de celle des vertisols, sans jamais présenter cependant de faces de glissement.

▼ ***A gauche, un type de* rendzine rouge*, recalcarifiée secondairement par remaniement ; à droite, une* rendzine blanche*, riche en carbonate de calcium mais pauvre en humus.***



G. Bellier



G. Bellier

Dans les régions plus fraîches, en montagne par exemple, la matière organique augmente très nettement et dépasse 20 % ; l'humus est toutefois moins bien mélangé aux éléments minéraux grossiers ; le sol est moins profond ; le pH avoisine 7. C'est un *sol humique carbonaté*.

Enfin, il existe des sols calcimagnésiques dans lesquels l'horizon supérieur contient des sulfates de chaux. La couleur est généralement gris clair, parfois beige. La structure est souvent finement grumeleuse. Ce sont les *sols gypseux rendziniformes* s'ils sont à profil A R et les *sols bruns gypseux* s'ils ont un horizon (B).

Les sols calcimagnésiques, en particulier les rendzines et leur cortège brunifié, sont très connus dans la plupart des régions tempérées et tempérées chaudes du globe, riches en carbonates et à relief légèrement accusé. Ce sont des sols largement utilisés en agriculture : cultures céréalières et betteravières sur craie en Champagne, vignes sur les pentes, etc. Ils conviennent à toutes les plantes résistantes au calcaire, mais ils sont souvent carencés en azote et en oligo-éléments. L'acide phosphorique y est bloqué par le carbonate. Leur mise en valeur exige des fumures bien équilibrées.

Les sols isohumiques

Les sols isohumiques se caractérisent par une incorporation profonde et régulière de matière organique très évoluée le long de leur profil. Cependant, alors que dans les sols précédents les horizons profonds en étaient pratiquement dépourvus, ici les teneurs sont progressivement décroissantes et elles restent toujours notables même dans les horizons profonds, d'où le nom de sols isohumiques. De plus, ces sols sont associés à une végétation de steppe herbacée et sont parfois appelés aussi *sols steppiques*.

Ce sont des sols humifères à complexe saturé. Les ions bivalents, calcium et magnésium, qui saturent le complexe, jouent un rôle incontestable dans la stabilisation de l'humus imprégnant la totalité du profil. Ce dernier est moyennement ou peu différencié, de type A (B) C, parfois A B C; il s'agit le plus souvent d'un (B) de structure, mais il peut parfois être plus argileux que A, sans être un véritable B illuvial. Ces sols peuvent comporter en profondeur un horizon de pseudo-gley ou un horizon induré, croûte calcaire ou gypse. Ils peuvent aussi être plus ou moins alcalinisés ou salinisés en surface.



Prof. G.B. Lee - Université du Wisconsin

▲ ***Exemple de tchernozem, ou terre noire d'Ukraine; c'est le plus caractéristique des sols isohumiques, et l'une des meilleures terres à grains du monde.***

L'ensemble des horizons est nettement marqué par la matière organique. Les teneurs en sont souvent élevées, surtout dans les horizons superficiels. Cette matière organique est caractérisée par une évolution et une polymérisation poussée des composés humiques, qui se stabilisent en contractant des liaisons étroites avec les argiles. Les acides humiques, nettement plus importants que les acides fulviques, comportent une proportion élevée d'acides humiques gris. La maturation climatique liée à l'importance de la saison sèche oriente fondamentalement l'évolution de cet humus de steppe dont les sources sont essentiellement les racines de Graminées. L'activité biologique, intense, est due notamment aux micro-organismes et aux petits Rongeurs.

Le complexe absorbant est saturé principalement par le calcaire et secondairement par le magnésium; le sodium s'y trouve parfois en proportions assez élevées. Les horizons de surface sont partiellement désaturés (jusqu'à 50-60 %), à l'inverse des horizons profonds qui sont toujours saturés, même s'ils se développent sur roche mère calcaire (souvent un lœss). Ces sols sont toujours fortement décarbonatés dans leurs horizons supérieurs; la décarbonatation n'est jamais brutale, mais progressive; elle doit être rattachée à l'activité biologique qui augmente la tension en gaz carbonique du sol (jusqu'à 100 fois celle de l'atmosphère). Il s'agit d'un véritable « lessivage biologique », qui se réalise au cours de la saison humide. Le calcaire entraîné se dépose à nouveau à plus ou moins grande profondeur dans le profil suivant les climats (équilibre érosion/évaporation). Ce lessivage s'atténue et s'arrête même dans les sols des steppes sèches.

La structure en A est le plus souvent grenue ou grumeleuse; elle est polyédrique ou prismatique en profondeur. L'argile paraît bien stabilisée. Il est cependant fréquent d'observer des horizons superficiels appauvris en cet élément. Les teneurs plus élevées en argile des horizons moyens ne résultent pas d'une illuviation, mais correspondent à une certaine néogenèse *in situ*, dans des horizons plus humides et plus chauds à certaines périodes de l'année. L'altération des silicates est réduite ou nulle, et les argiles sont surtout héritées.

La pédogenèse des sols isohumiques est donc dominée par l'existence d'une végétation herbacée, ainsi que par l'accumulation de l'humus lié à une alternance d'hivers froids ou frais et humides et d'étés très secs. Les contrastes saisonniers paraissent déterminants. Ces sols sont avant tout des sols de climats continentaux : on ne les observe jamais en climat atlantique.

Le plus célèbre des sols isohumiques est le *tchernozem* ou terre noire d'Ukraine. C'est un sol profond (plus de 100 cm), à l'horizon A_1 épais (60 cm), de couleur noire, composé de matière minérale mélangée à de l'humus calcique, le tout floculé en grumeaux de la grosseur de grains de blé. Les teneurs en matière organique sont élevées : de 5 à 12 %; elles décroissent régulièrement avec la profondeur. L'horizon est décarbonaté; vers 60 cm, il s'éclaircit et prend une couleur ocre jaune; il est plus compact; la structure est moins exprimée et il présente des filaments blanchâtres de carbonate de calcium *(pseudomycélium)* et de grosses concrétions calcaires partiellement indurées *(crotovinas)*. A une profondeur variable, on passe à la roche mère qui est un lœss. Dans tout le profil, il n'y a aucun lessivage de fer ou d'argile. Ce sol se développe sous une pluviométrie de 500-600 mm/an.

Lorsque l'on passe vers des régions plus sèches, mais toujours sous des climats à hiver froid, les teneurs en humus des horizons superficiels diminuent tandis que les accumulations calcaires se réalisent de plus en plus près de la surface. On distingue ainsi les *sols châtains* (4 % de matière organique), les *sols bruns* (2 % de matière organique), et les *sierozems* (1 %), ces deux derniers étant pratiquement carbonatés sur toute l'épaisseur du profil.

Si les climats sont plus humides (700-800 mm/an), les sols isohumiques sont partiellement désaturés en surface; les accumulations calcaires sont beaucoup plus profondes et souvent associées à des actions d'hydromorphie. Ce sont les *brunizems*, ou sols de prairie du Canada et des États-Unis (Corn Belt).

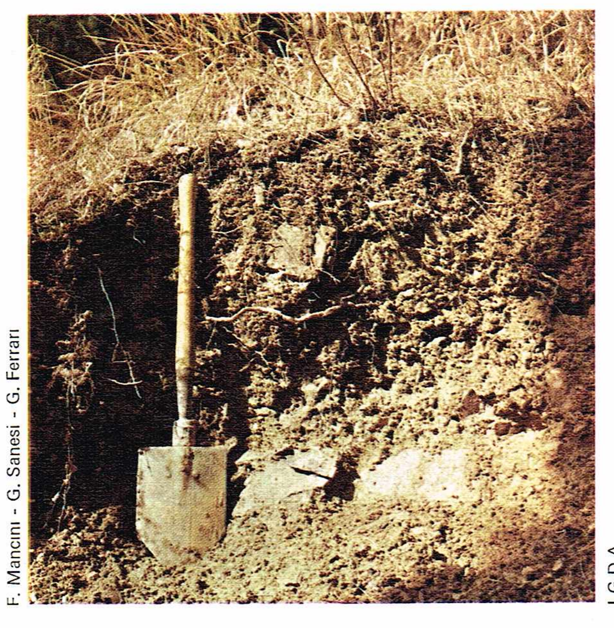
Lorsque les régions sont plus chaudes, sous le climat méditerranéen par exemple, l'accumulation d'humus est moins forte et les accumulations calcaires sont plus superficielles; ces dernières sont aussi parfois beaucoup plus intenses, voire excessives, et donnent naissance à des niveaux indurés, des croûtes et des dalles calcaires qui constituent un obstacle sérieux à la mise en valeur. L'importance de cette évolution a conduit à les appeler parfois *sols à profil calcaire différencié*. Mais l'altération minérale, également plus forte, provoque une certaine argilitisation à moyenne profondeur : ce sont les *sols marron*.

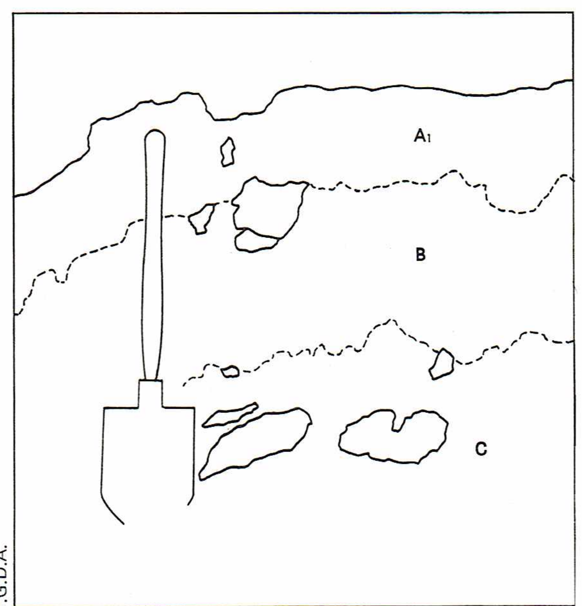
Enfin, dans les régions tropicales semi-arides (300/500 mm/an) sous une végétation de pseudo-steppe à épineux, se développent des sols isohumiques pauvres en matière organique et en carbonates, mais souvent rubéfiés : les *sols bruns et brun-rouge subarides*.

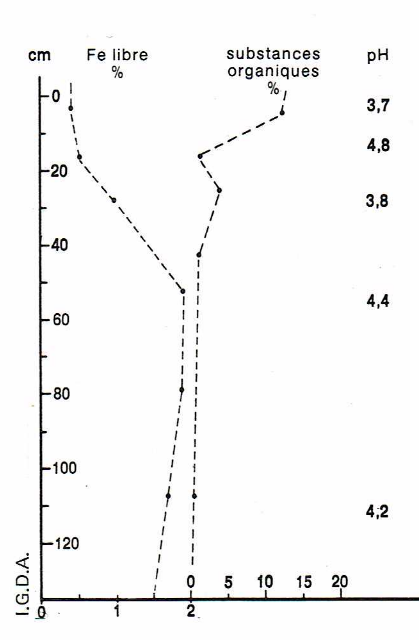
Ces sols sont pour la plupart très fertiles. Ce sont des terres à grains, mais leur utilisation nécessite fréquemment l'irrigation, ce qui les appauvrit en matière organique et amène des risques d'alcalinisation. En Afrique du Nord, la présence de dalles calcaires à faible profondeur oblige parfois à des traitements énergiques (sous-salages, explosifs, etc.).

Les sols brunifiés

Les sols brunifiés sont des sols évolués à mull (humus doux). Ils sont biologiquement actifs et caractérisés par un humus de décomposition rapide qui se limite aux horizons de surface. Leur profil est de type A (B) C ou A B C. Les horizons (B) structuraux et B texturaux sont pauvres en matière organique et colorés en brun par des oxydes de fer hydratés. Ce fer provient d'une altération ménagée des minéraux primaires. La plupart des hydroxydes servent de liant au complexe argilo-humique floculé en agrégats peu stables. Il en découle des possibilités de migration mécanique de l'argile. Les argiles sont le plus souvent héritées, parfois de transformations; elles appartiennent à la famille des illites. Il y a peu ou pas de dégradation chimique de celles-ci dans l'épaisseur du profil.







▲ ***Les sols brunifiés** se développent principalement en régions tempérées humides; ce sont des sols évolués à mull : ici un **sol brun s. s.** à profil **A (B) C** peu différencié.*

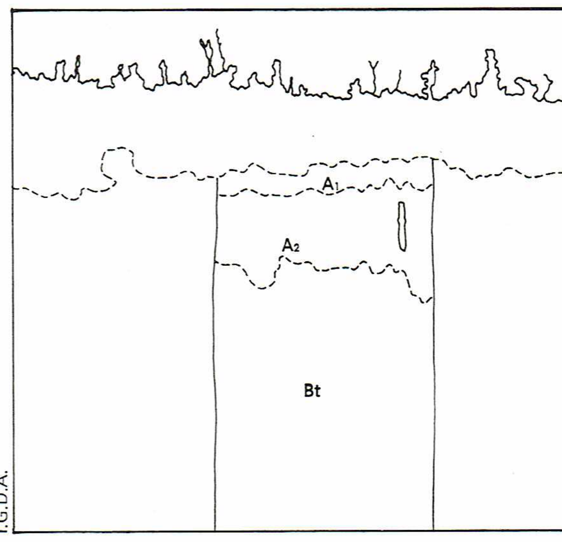
Les sols brunifiés se développent principalement en régions tempérées humides, là où la saison sèche n'est jamais accusée. Ils s'opposent en cela aux sols isohumiques. Suivant l'importance du lessivage des argiles et des oxydes de fer, on distingue deux grandes catégories : les *sols bruns s. s.* et les *sols lessivés.*

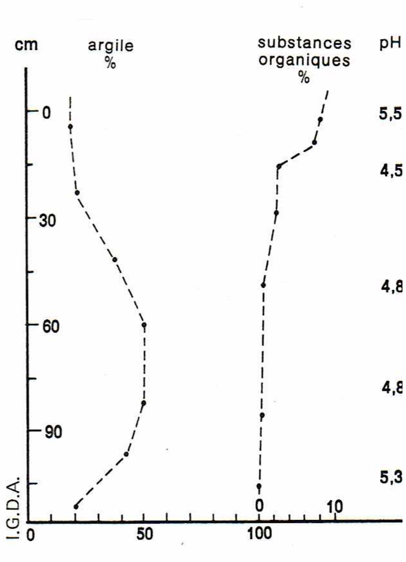
— Les *sols bruns s. s.* sont caractérisés par un lessivage faible, sinon nul, des colloïdes minéraux. L'horizon (B) se distingue en général difficilement de l'horizon A_2. Le profil est toujours décarbonaté, au moins dans les horizons A et B, même sur roches calcaires. Ces sols se forment normalement sous végétation forestière de feuillus, mais on peut également les trouver sous prairie. La roche mère est riche en matériaux fins et/ou calciques. L'épaisseur du profil est souvent réduite. On constate toujours une légère migration mécanique, même extrêmement limitée, d'argile, parfois même de limons et de sables fins. Cependant, on n'observe pas de revêtement d'illuviation en profondeur. La résistance des sols bruns au lessivage est conditionnée par la stabilité des complexes floculés argile-fer-humus. Les composés organiques solubles qui sont les agents actifs du lessivage sont rapidement minéralisés par la forte activité biologique d'un milieu bien aéré et sont rendus inactifs par les conditions biochimiques du profil : dans les *sols bruns eutrophes,* c'est le calcaire qui freine le lessivage; dans les *sols bruns acides,* la floculation résulte d'un équilibre entre l'argile (électro —), le fer et l'alumine (électro +). Si les quantités d'argiles ainsi que les teneurs en fer sont insuffisantes, le sol tend à se lessiver et parfois même à se podzoliser. Si elles sont en excès, il y a évolution vers l'hydromorphie. En fait, les vrais sols bruns non lessivés sont extrêmement rares. Ils résultent le plus souvent d'un équilibre entre des processus antagonistes, en particulier entre l'érosion qui enlève les horizons appauvris et les remontées biologiques qui homogénéisent les niveaux conservés. Il s'agit alors de *sols bruns anthropiques* (l'érosion étant une conséquence de la mise en culture). Les *sols bruns faiblement lessivés* sont les plus différenciés de la série; ils montrent un B textural bien développé; l'indice de lessivage de l'argile entre horizons de surface et d'accumulation est supérieur à 1/1,2.

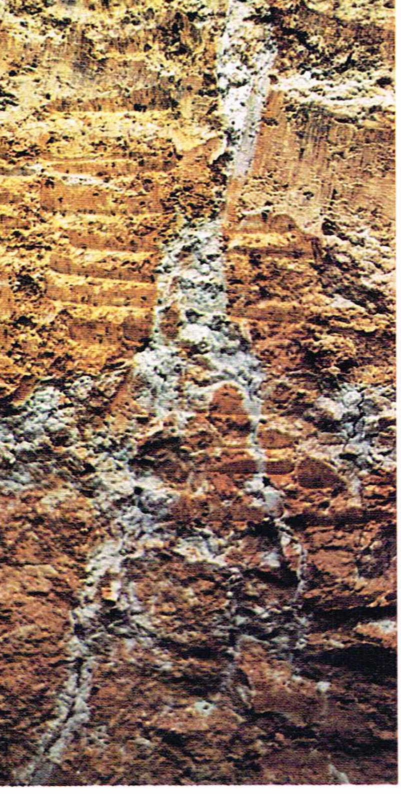
— Les *sols lessivés* sont comme les sols bruns caractérisés par une décomposition rapide de l'humus, en principe de type mull, mais qui passe au type moder dans les plus évolués. Le lessivage de l'argile et du fer est marqué et ces éléments migrent en association étroite. Les horizons A_2 et B se différencient facilement à l'œil nu. L'horizon B, dit aussi « horizon argillique », a une structure prismatique ou polyédrique nette; les agrégats présentent des enrobements d'argiles orientées, parfaitement reconnaissables au microscope polarisant. Il s'agit de ferri-argilanes qui confirment la migration de concert de l'argile et du fer. Ces revêtements donnent un aspect luisant à l'horizon, et ils sont souvent de couleur plus foncée que l'intérieur des mottes. L'horizon A_2 s'éclaircit; il peut parfois légèrement blanchir. Sa texture s'allège et il prend une structure en lamelles horizontales, caractéristique des milieux lessivés. L'indice de lessivage est inférieur à 1/1,4. L'argile ne subit pas de dégradation au cours du transport. Celui-ci est purement mécanique;

▼ ***Les sols lessivés** appartiennent aux sols brunifiés mais l'importance du lessivage des argiles et des oxydes de fer est plus marquée que pour les **sols bruns s. s.** On observe nettement la différence entre les horizons superficiels **A_1** et **A_2** pauvres en argile et les horizons inférieurs d'accumulation sur ce sol lessivé photographié près de Tanger (Maroc).*

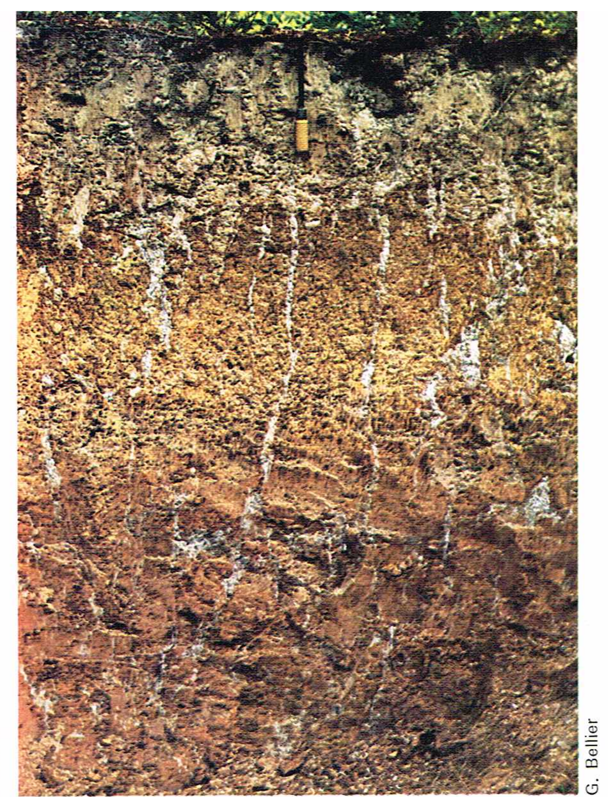








G. Bellier



G. Bellier

▲ *Suivant le degré de lessivage et d'accumulation, se développe toute une série de types de sols lessivés à caractéristiques d'hydromorphie marquées : ici, un* sol lessivé glossique *dont des langues d'horizon* A_2*, blanchies, pénètrent l'horizon* B ; *à gauche, un détail de cette marmorisation où le fer, libéré de ses complexes par réduction et acidification, est entraîné par les eaux de drainage.*

il survient et s'accuse par acidification progressive et disparition des ions « basiques » (en particulier, du calcium) du complexe absorbant. Cette acidification s'accompagne presque toujours d'une diminution de l'activité biologique; la structure se dégrade, l'horizon se tasse. Le manque d'aération provoque des phénomènes de réduction qui favorisent la complexation du fer par la matière organique. Le fer tend alors à se séparer de l'argile et à migrer séparément. L'horizon blanchit. Cette solubilisation du fer a pour effet de rompre les agrégats; une certaine quantité d'argile, ainsi libérée, peut migrer plus facilement. Cet apport d'argile, dans un horizon B déjà peu poreux, entraîne un colmatage encore plus prononcé et une imperméabilisation qui permet la mise en place d'une nappe perchée en saison humide. Cet engorgement temporaire provoque une véritable dégradation, avec un blanchiment le long des racines et des fentes de retrait où circule l'eau : il y a marmorisation. Ainsi, suivant le degré de lessivage et d'accumulation, se développent toute une série de types de sols lessivés : d'abord, les *sols bruns lessivés à mull,* à A_2 peu différencié, à B textural net, et à indice d'entraînement compris entre 1/1,2 et 1/1,4; puis les *sols lessivés modaux,* à A_2 clair, à B textural marqué, et à indice d'entraînement inférieur à 1/2 toujours à mull; les *sols lessivés faiblement podzoliques,* à moder, à A_2 très clair et même blanchi, à B marqué (indice 1/3,0), teinté d'ocre ou de rouille, le fer étant plus entraîné que l'argile ; les *sols lessivés hydromorphes,* qui présentent en B et à la base d'A_2 des taches ou des concrétions de pseudogley; enfin, les *sols lessivés glossiques,* dont des langues d'horizon A_2, blanchies, pénètrent l'horizon B.

Vers les climats tempérés continentaux, on observe un type particulier qui marie l'isohumisme et le lessivage : c'est le *sol gris forestier,* à profil A B C, à A_2 riche en matière organique et peu différencié de A_1, de teinte grise, à B textural prononcé, bien structuré et relativement perméable, et les *sols dernopodzoliques* à A_1 riche en matière organique, formé par des Graminées, et à B glossique. Sous les climats boréaux, l'acidification est moins poussée et l'hydromorphie de surface est plus prononcée, d'où un A_2 décoloré mais encore argileux et des revêtements argileux très généralisés en B : ce sont les *sols lessivés boréaux.* Enfin, en pays tropicaux humides, les processus de brunification intéressent des sols en début d'évolution sur roches basiques, ou des sols de bas de pente enrichis par des solutions drainant des reliefs : ce sont les *sols bruns eutrophes tropicaux.*

Les sols lessivés, très répandus en Europe occidentale, en particulier sur les limons de plateaux, sont généralement fertiles. Cependant, il faut parfois corriger leur excès d'acidité par le chaulage. Ils sont aussi souvent battants, c'est-à-dire qu'ils présentent une tendance au glaçage superficiel sous l'action des pluies. L'horizon d'accumulation argileux permet une bonne rétention de l'eau, mais celle-ci devient parfois excessive et il faut alors drainer. L'horizon B peut reposer sur un horizon plus profond, tassé, compact, très dense, que les racines pénètrent difficilement : c'est le *fragipan,* qui développe parfois des mouillères. Les engrais chimiques et les aménagements fonciers permettent de relever très fortement leur niveau de fertilité. Ce sont d'excellentes terres à grain, à betteraves sucrières, à prairies, etc.

Les sols podzolisés

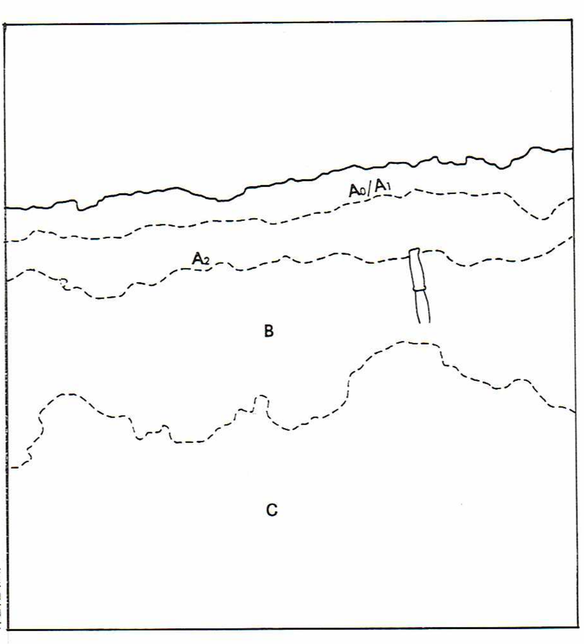
Les sols podzolisés résultent d'une pédogenèse de sols très acides à faible activité biologique entraînant la formation d'un horizon A_0 plus ou moins épais de type mor ou, éventuellement, de type moder. Ces types d'humus engendrent des composés organiques solubles, difficilement biodégradables, responsables d'une altération poussée des silicates allant jusqu'à la destruction des argiles, et d'une complexation importante du fer et de l'aluminium. Ces deux processus sont caractéristiques de la podzolisation. Les sols podzolisés sont des sols évolués, à profil A B C; l'horizon A de dégradation est souvent éluvié et blanchi, fortement appauvri en fer et en argile; l'horizon B, parfois appelé horizon « spodique », présente des teneurs élevées en fer, en alumine libre (principalement sous forme amorphe) et en matière organique à rapport carbone/azote supérieur à 14, et aussi des enrobements de fer et de matière organique autour des particules minérales, des petits granules d'oxyde de fer et de matière organique visibles à la loupe. Parfois, l'horizon A_2 manque et B succède directement à A_1 ou A_0.

Sur un plan général, les sols podzolisés sont caractéristiques des climats froids et humides. Ils se développent sous une végétation forestière de Conifères parfois mêlés de feuillus, ou de landes (bruyères) génératrices d'humus brut dont les débris, à rapport C/N élevé et pauvres en éléments organiques hydrosolubles, se décomposent lentement. Ces sols évoluent sur roche mère filtrante, pauvre en argiles et en minéraux altérables. Lorsque la quantité de fer libéré dépasse un certain seuil, elle freine le processus en insolubilisant les complexes formés qui restent en place. Pour qu'il y ait entraînement, il faut des conditions particulières de pédoclimat favorisant la réduction et la complexation du fer à l'état ferreux par anaérobiose. Ces conditions sont dues soit à la fonte des neiges *(podzolisation boréale),* soit à une saturation temporaire du profil par l'eau en climat très humide *(podzolisation atlantique).* L'intensité de l'altération est variable suivant les horizons : maximale en A_0 et A_1, elle est réduite en B en raison des revêtements d'amorphes qui ont migré de la surface et qui protègent les minéraux primaires. La production de silice, de fer et d'humine l'emporte de beaucoup sur l'argilogenèse, et, dans les podzols les plus typiques, il y a disparition complète de l'argile en A soit par lessivage, soit par dégradation et destruction.

La migration en profondeur des complexes est rapide lorsque le milieu est filtrant et lorsqu'aucun piège chimique (bases, oxydes de fer ou d'alumine trop abondants) ne vient les bloquer. Ce processus est particulièrement marqué sur sables quartzeux grossiers, pauvres en fer (sables de Fontainebleau par exemple). Il se forme un A_2 cendreux caractéristique des *podzols vrais.* Sinon, la migration est ralentie, parfois même bloquée, et l'horizon prend une couleur ocreuse caractéristique des *sols ocre podzoliques.*

Les matériaux entraînés s'accumulent en profondeur pour former un horizon B, très coloré, aux formes souvent festonnées, mais fréquemment aussi en traînées verticales, en raies horizontales, etc. Cet horizon illuvial s'édifie par précipitation et adsorption des complexes organo-minéraux par les hydrates de fer et d'aluminium. L'insolubilisation est facilitée par une certaine action biologique profonde. L'humus se dépose le premier pour donner avec le fer un Bh de couleur brun-noir, riche en grosses molécules organiques; le fer s'accumule sur une plus grande épaisseur vers la base du profil, en dessinant des traits de couleur rouille. La silice solubilisée peut également être adsorbée par les hydroxydes. L'ensemble des composés amorphes, minéraux et organiques, constitue un ciment pour les particules les plus grossières et est à l'origine des granules des horizons spodiques. Quand ils sont très abondants et partiellement déshydra-





◀ ***Les* sols podzolisés *sont caractéristiques des climats froids et humides; ici un aspect* de podzol vrai *sur lequel on observe nettement un* A_2 *cendreux caractéristique.***

tés, ils provoquent une prise en masse de l'horizon qui se durcit en *alios*.

Les processus de podzolisation peuvent se réaliser directement sur un matériau adéquat ou suivre la dégradation d'un sol. C'est, en particulier, le cas de certains sols brunifiés intensément lessivés et appauvris. Sous l'action de pratiques culturales abusives (coupes répétées, pâturage en forêt, incendies, ratissage de litière, etc.), la flore améliorante (Graminées à mull) cède la place à une flore moins exigeante, mais aussi plus acidifiante (fougères, bruyères, etc.), et du mor s'accumule qui amorce la podzolisation. Ces phénomènes sont d'autant plus marqués que les sols sont plus acides et plus pauvres en argile et en fer. On observe alors de véritables podzols dans d'anciens horizons A_2 de sols lessivés.

Ce sont en définitive le climat général et l'ambiance physico-chimique qui déterminent la différenciation des sols podzolisés.

— En climat tempéré, cette différenciation est essentiellement liée au développement de l'horizon A_2, donc au lessivage des sesquioxydes individualisés et de la matière organique. Dans cette optique, les plus évolués sont les *podzols*, à profil A_0, A_1, A_2, B, C ; A_2 est complètement décoloré et cendreux ; B peut manquer par lessivage oblique, mais il est plus souvent soit humique, soit ferrugineux, soit encore les deux à la fois. Les *sols podzoliques* marquent un degré de moins dans le lessivage ; le type de profil est le même, mais A_2 est seulement blanchi et non cendreux ; il n'y a pas de Bh net, mais un Bfe qui contient une quantité importante de matière organique ; ces sols montrent souvent une hydromorphie à pseudo-gley en profondeur. Les *sols ocre podzoliques* ont un profil A B C, mais pas d'horizon A_2 ; B, de couleur ocre vif, est riche en oxyde de fer et en matière organique. Il n'y a jamais de Bh, il n'est jamais concrétisé. Les *sols crypto-podzoliques* ont un profil A B C, mais sans A_2 ; l'horizon B est brun-rouge à gris-noir, la podzolisation n'apparaissant morphologiquement que dans la microconstruction (enrobements). Ces sols marquent le passage vers certains *sols bruns acides* qui peuvent apparaître ainsi comme une tête de phylum des sols podzolisés.

— En climat froid, la désaturation est moins prononcée et l'horizon A_2 est souvent beaucoup moins épais (10-15 cm). Ce sont les *podzols boréaux* et les *podzols alpins*.

— Quand le drainage est déficient, l'hydromorphie se superpose à la podzolisation et l'on a des *podzols à gley*, soit humiques, soit ferrugineux. Enfin, il faut signaler quelques *podzols de nappe, tropicaux*, à A_2 très épais mais peu différencié de C.

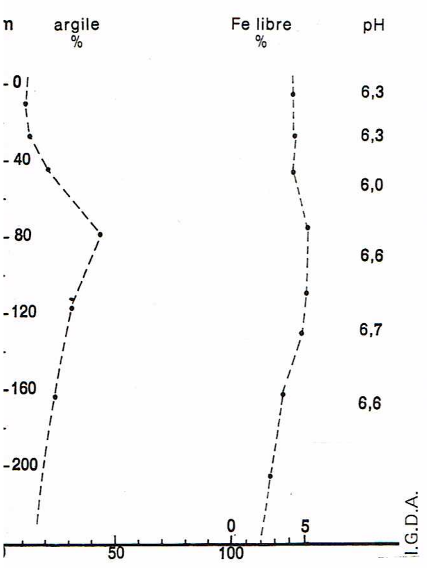
Les sols podzolisés, quoique assez profonds, sont chimiquement très pauvres et présentent une mauvaise structure. Ils sont donc peu fertiles. Ils peuvent être utilisés pour des boisements mixtes de feuillus et de Conifères ; toutefois, ces derniers accroissent les processus de podzolisation. Après amendement et parfois drainage, certains peuvent porter des cultures à enracinement profond (asperges par exemple). Ils sont très carencés en oligo-éléments.

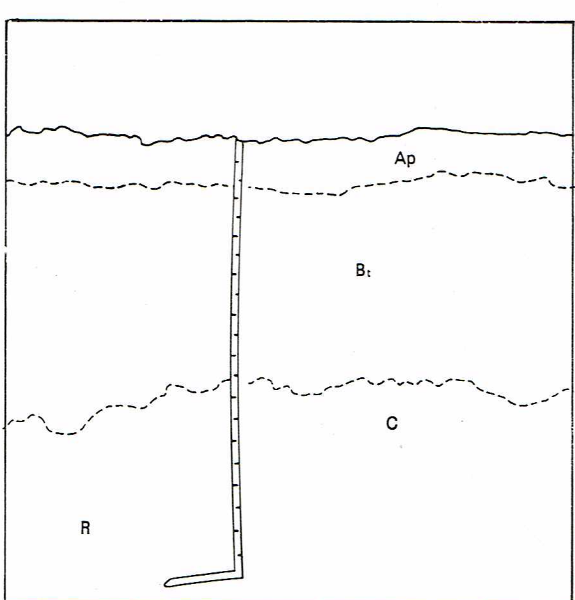
Les sols à sesquioxydes de fer

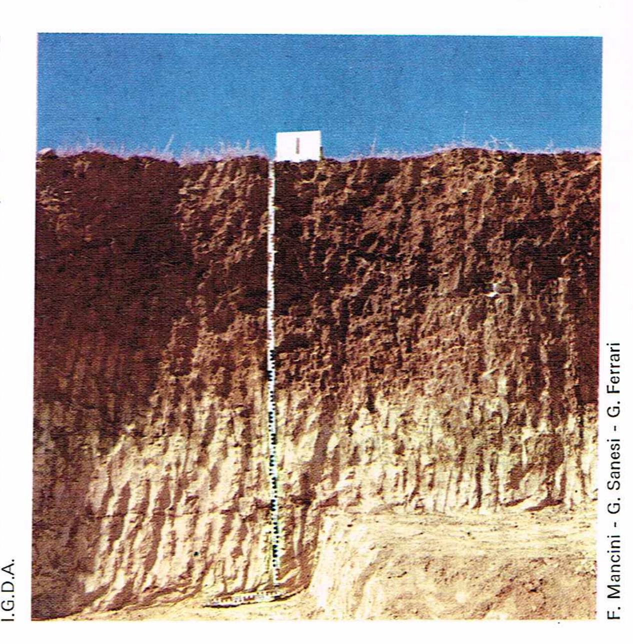
Les sols à sesquioxydes de fer résultent d'une pédogenèse de climat chaud, moyennement humide (600-1 200 mm/an), méditerranéen ou tropical semi-humide. Sous ces conditions, le processus d'évolution fondamental est l'hydrolyse, mais une hydrolyse neutre ou peu acide, provoquée par une eau peu chargée en gaz carbonique et en composés organiques solubles. Le fer est fortement libéré, mais il s'immobilise presque immédiatement sur place ; ces sols contiennent donc toujours beaucoup plus de cet élément que les sols tempérés sur roches mères comparables. Cependant, si le niveau d'altération est neutre ou peu acide, le profil subit, quant à son pH et à sa richesse en bases, une évolution très variable suivant les climats et en particulier suivant le rythme hydrothermique. Le lessivage est lent ou nul, sous climat méditerranéen, marqué par une saison humide relativement froide et un été sec et chaud. Il est plus rapide en climat tropical subhumide, où la saison pluvieuse correspond à une période chaude. Le bilan influence fortement la conservation et la néoformation des argiles. En milieu peu lessivé, donc peu acide ou même saturé en bases, les argiles sont riches en silice ; ce sont des illites et des montmorillonites souvent ferrifères. Quand le milieu s'acidifie, les argiles évoluent vers les kaolinites et le fer tend à se séparer. Dans le premier cas, les sols sont nettement structurés, surtout en B ; dans le second, ils le sont beaucoup moins.

Ces différences ont conduit les pédologues à reconnaître deux grandes catégories de sols à sesquioxydes de fer : les *sols fersiallitiques* et les *sols ferrugineux tropicaux*. Ce sont tous deux des sols évolués à profils A (B) C ou A B C ; l'individualisation des sesquioxydes de fer (et de manganèse) leur confère une couleur très accusée : rouge, ocre, rouille, etc. Cette coloration peut intéresser les horizons A et B, ou seulement les horizons B. Les oxydes peuvent se trouver sous formes figurées : concrétions, carapaces, cuirasses. La matière organique se décompose très vite et les teneurs en humus des horizons de surface sont peu élevées. Ces sols sont entièrement dépourvus de carbonates de calcium.

— Les *sols fersiallitiques* sont parfois appelés *sols rouges méditerranéens*. Leur fraction argileuse prend génétiquement et morphologiquement une importance prépondérante. L'horizon A est faiblement coloré par une matière organique à rapport C/N bas. L'horizon B est à structure polyédrique moyenne, parfois légèrement cubique. Il présente souvent des revêtements d'illuviation argileuse. Le fer et l'argile migrent de concert, avec parfois






F. Mancini - G. Sanesi - G. Ferrari

▲ *Les sols rouges méditerranéens, appelés parfois* **terra rossa,** *se développent principalement sur sols basiques et calcaires consolidés; sur ce profil caractéristique d'Espagne centro-méridionale, on observera l'accumulation d'argile dans l'horizon B, l'élévation du pH et la régularité de la teneur en fer libre.*

du limon et des sables très fins. Il s'agit d'un déplacement mécanique. De plus, les variations texturales entre A et B sont accusées par un déplacement des fines des horizons supérieurs dû à l'érosion latérale différentielle. Il y a appauvrissement. Le taux de saturation en bases, toujours élevé, est supérieur à 65 % et souvent voisin de 100 %; leur réaction pH varie de 6 à 7,5 dans tout l'ensemble du profil.

Le lessivage des bases et de l'argile amène à distinguer : les *sols fersiallitiques à réserve calcique, le plus souvent peu lessivés,* où les réserves compensent les pertes par drainage, le profil étant de type A (B) C; les *sols fersiallitiques sans réserve calcique et lessivés,* à A_2 bien développé, parfois très éclairci, et dont la désaturation peut atteindre 65 %, le rapport de lessivage étant inférieur à 1/1,4. Ces derniers sols sont du type A B C. En situation plus humide, en milieu légèrement acide et sous végétation forestière, on observe, au bout d'un temps assez prolongé, une brunification des profils. Ce sont les *sols bruns méditerranéens,* qui marquent le passage aux sols brunifiés tempérés.

Les sols rouges, appelés parfois *terra rossa,* se développent principalement sur roches basiques et sur calcaires consolidés. On les observe également sous les tropiques, dans les mêmes conditions. Ce sont pour la plupart des sols très anciens. Dans le midi de la France, ils ont été marqués par les variations climatiques du Quaternaire. Ils sont polycycliques.

Ces sols peuvent être très fertiles. Ils manquent parfois de profondeur. Ils sont pauvres en azote et en acide phosphorique et sont sensibles à l'érosion. Ils conviennent bien aux cultures arbustives : fruitiers, agrumes, vignes.

— Les *sols ferrugineux tropicaux,* caractéristiques des zones soudanaises, sont aussi très riches en fer libre, mais la matière organique y est moins évoluée, plus complexante; le rapport C/N varie de 14 à 17. Ces sols sont aussi plus acides (pH 5,5 à 6,5) et plus désaturés (60-70 %). Ils sont remarquables par la facilité de migration de l'argile et du fer, sous formes séparées. Les limons et les sables fins peuvent également être entraînés dans les horizons B, ce qui signale des mécanismes physiques comparables à ceux des sols rouges. L'horizon A, de structure massive, est tassé et compact; son manque d'aération favorise des engorgements en saison des pluies et, par suite, la réduction ainsi que la complexation du fer qui est mobilisé et exporté. Les horizons B sont colmatés par les fines des horizons supérieurs qui s'y accumulent; leur perméabilité diminue, ce qui provoque des phénomènes d'hydromorphie secondaire et développe même parfois la mise en place de nappes perchées qui s'écoulent latéralement. L'ensemble de ces processus provoque une redistribution du fer à travers le paysage par lessivage oblique le long des pentes.

Suivant l'importance de ces différenciations, on reconnaît des *sols ferrugineux tropicaux peu lessivés* à (B) de couleur ou de consistance, et des *sols ferrugineux tro-*


R. Maignien

▶ *Un aspect de* **sol rouge ferrallitique** *développé sur granite au Cameroun; ces sols sont caractéristiques des régions chaudes et humides de la zone intertropicale; ils sont profonds mais leur profil est peu différencié.*

picaux lessivés à taches, à concrétions ferrugineuses, à pseudo-gley, et même à cuirasse quand les quantités de fer sont suffisantes pour cimenter l'horizon.

Sauf si le concrétionnement ou le cuirassement sont près de la surface, les sols ferrugineux tropicaux sont en général des sols assez profonds. Ils sont moyennement pourvus en bases mais pauvres en acide phosphorique. Ils ont de mauvaises qualités physiques en surface et sont très sensibles à l'érosion. Les horizons meubles sont parfois entièrement décapés, laissant apparaître la *latérite*. On utilise ces sols à la culture du mil, du sorgho, de l'arachide, du manioc, du tabac, du sisal et parfois du cotonnier.

Les sols ferrallitiques

Les sols ferrallitiques sont caractéristiques des régions chaudes et humides de la zone intertropicale. Autrefois appelés *sols latéritiques*, ils présentent des profils de type A B C, peu différenciés, profonds (parfois plus de 10 m), à horizons de limites diffuses, peu marqués mais de couleurs vives (rouges, jaunes).

L'accumulation en leur sein de produits néoformés alumineux et ferriques peut conduire aux *cuirasses latéritiques* et entraver leur mise en valeur. L'horizon A de surface est peu épais (10-15 cm), avec des teneurs faibles à moyennes en matière organique bien évoluée. L'horizon B, beaucoup plus épais, est remarquable par la présence abondante de kaolinite, de gibbsite (hydrate d'alumine), de gœthite et d'hématite (oxydes de fer), ainsi que de produits amorphes. L'horizon C est variable et dépend du type de roche mère. Il est caractérisé par des matériaux primaires totalement décomposés et s'écrasant entre les doigts. Sur roches cristallines acides l'altération est progressive, profonde de plusieurs mètres; sur roches basiques elle est brutale et complète en quelques millimètres. Ce sont des sols généralement bien drainés. Si le drainage est ralenti à certains niveaux, il se fabrique des concrétions ou des horizons cuirassés.

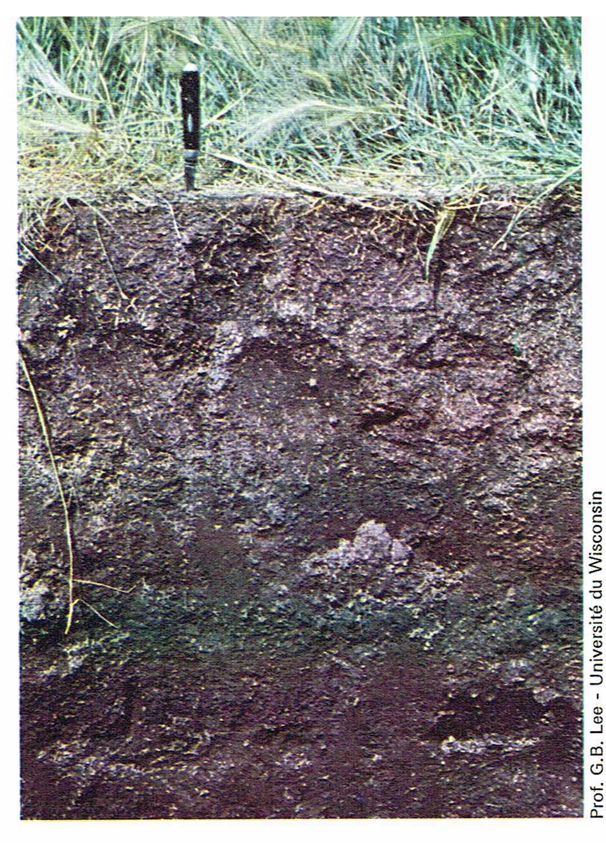
Les sols ferrallitiques sont typiques des milieux forestiers et se développent sur les roches les plus variées. Ils sont souvent très vieux; certains ont plusieurs centaines de millénaires et conservent les traces de pédogenèses anciennes.

La formation de ces sols dépend essentiellement de processus d'altération. Sous l'influence de pluies chaudes et abondantes, les roches sont complètement décomposées. Les silicates sont totalement hydrolysés, et les éléments cardinaux (Si, Al, Mg, Ca, K, Na) sont libérés et pour la plupart évacués. Au contact de l'eau ou par réaction entre eux, ces ions donnent naissance à des produits nouveaux. La silice peut s'éliminer complètement ou se combiner à l'aluminium pour donner de la kaolinite. L'alumine non combinée s'immobilise sous forme d'hydroxyde. La proportion relative de ces produits est fonction du drainage. Si celui-ci est excessif, la silice est éliminée et la gibbsite est abondante; si le drainage se ralentit, la silice est mal éliminée et les néosynthèses kaolinitiques dominent. Le fer, réductible, complexable, est susceptible de déplacements plus ou moins importants dans le profil ou entre les profils le long des pentes; il s'accumule dans les horizons profonds et dans les parties basses du relief, où il peut concrétionner. L'épaisseur des matériaux néoformés peut atteindre plusieurs mètres.

La disposition des minéraux des roches s'accompagne de celle des bases. Le complexe adsorbant s'appauvrit en alcalino-terreux et s'enrichit en ions H^+ et Al^{3+}. Le sol s'acidifie (pH = 4 à 6). La capacité d'échange est très faible et le degré de saturation très bas (quelques %).

Les 10 à 15 tonnes à l'hectare de matière organique qui tombent tous les ans à la surface de ces sols sont rapidement transformées. La teneur en matière organique, peu de A_1, est élevée et concentrée seulement dans les quelques centimètres supérieurs. La vie animale, intense, assure un brassage efficace des horizons superficiels qui s'appauvrissent en argile.

A ces processus généraux se superposent parfois des processus secondaires : les effets de l'altitude ou la présence de roches basiques, qui augmentent l'épaisseur et les teneurs en matière organique de l'horizon A_1; le dessèchement, qui favorise la peptisation du fer et le développement d'une structure de pseudo-sables; le lessivage et l'acidification, qui font apparaître une podzolisation de surface; des engorgements par l'eau à des profondeurs variables, qui provoquent des concrétionnements ou des cuirassements; le décapage par érosion des horizons supérieurs qui entraîne la mise à nu de ces horizons indurés.


Prof. G.B. Lee - Université du Wisconsin

◀ **Un solontchak :** ***la forte évaporation due au climat aride associée à la remontée de sels provoque le dépôt ascendant du chlorure de sodium (Dakota du Sud; U.S.A.).***

Ces différentes expressions définissent les divers types de sols ferrallitiques. Sauf exception (cuirassement de surface), ce sont des sols profonds qui présentent de bonnes propriétés physiques, mais ils sont très acides, pauvres en bases et chimiquement déséquilibrés. Ils sont bien adaptés aux cultures arbustives : hévéa, palmier, cacaoyer, caféier, théier. Les cultures annuelles, à faible enracinement, sont difficiles à réussir.

Les sols sodiques

Les sols sodiques, parfois appelés *sols halomorphes*, ont une évolution dominée soit par la présence de sels solubles (chlorures, sulfates et carbonates de sodium et/ou de magnésium) en quantités suffisantes pour provoquer une modification importante de la végétation, soit par la présence de sodium et/ou de magnésium échangeables provoquant l'apparition d'une structure massive, diffuse et une compacité élevée à un niveau quelconque du profil. Il s'agit là, en fait, de deux familles de sols génétiquement différents. Dans les premiers, les *sols salins* proprement dits, l'ion sodium se trouve sous forme de sels solubles (chlorure, sulfate); le complexe adsorbant est généralement saturé par les ions bivalents et, en particulier, par le calcium; le profil, peu différencié, est bien structuré et généralement stable; le pH ne s'élève pas de façon excessive. Dans les seconds, l'ion sodium se trouve sous forme échangeable et la structure se dégrade; les sols deviennent souvent asphyxiants et le pH peut s'élever excessivement, jusqu'à plus de 9; c'est l'*alcalinisation*. Ces sols sont sensibles à l'action des eaux pluviales, qui les hydrolysent, et ils donnent des profils variés, nettement différenciés.

L'ion sodium peut être libéré par l'altération de certains minéraux alcalins; il peut résulter aussi d'une solution saline contenant du chlorure de sodium, l'eau de mer par exemple. C'est pourquoi les sols sodiques se développent le plus souvent dans les bas-fonds ou dans les plaines littorales. Ils sont fréquents en zones désertiques, où l'évaporation permet la remontée de sels. La nature particulière de la végétation permet souvent un diagnostic rapide.

— Le sol le plus caractéristique des *sols sodiques à structure non dégradée* est le *solontchak*, à profil A C qui montre à sa surface, en saison sèche, des efflorescences ou des encroûtements salins d'épaisseurs variables.

— Dans les *sols sodiques à structure dégradée*, les profils sont de type A B C; on distingue les *solonetz*, à horizon B très compact, à structure souvent en colonnes, pratiquement sans sels solubles, et les *solods*, à horizon A_2 blanchi, fortement acidifié en surface, mais à horizon B très compact, neutre à alcalin.

Tous ces sols sont très difficiles à utiliser. Il est parfois possible de les améliorer par drainage, par submersion d'eau douce ou par des apports d'engrais appropriés. Ainsi, en Camargue, des surfaces importantes sont utilisées pour la culture du riz.

Les sols hydromorphes

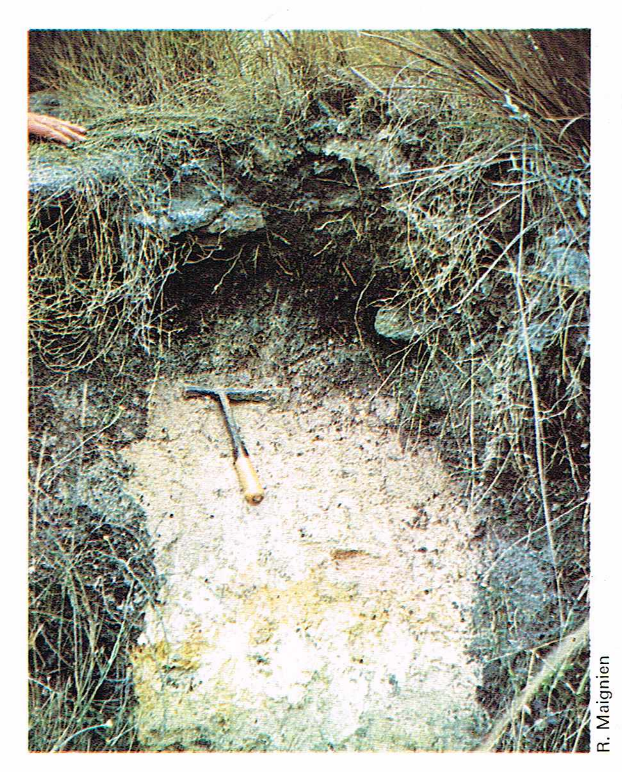
Les sols hydromorphes résultent d'une pédogenèse dominée par l'effet d'un excès d'eau en raison d'un engorgement temporaire ou permanent d'une partie ou de la totalité du profil. Cet excès d'eau est dû soit à la présence ou à la remontée de la nappe phréatique, soit au manque d'infiltration des eaux pluviales provoquant une nappe perchée ou un engorgement de surface. L'hydromorphie se traduit selon les conditions d'anaérobiose par une accumulation de matière organique de type tourbeux, anmoor, hydromor, etc., et/ou par la présence de gley ou de pseudo-gley. Elle peut aussi être accompagnée, de manière irrégulière, par une redistribution de calcaire, de gypse, et parfois par l'induration de ces éléments. Ces différentes expressions morphologiques définissent les principaux sols hydromorphes.

— Les *sols hydromorphes organiques* comprennent les différents types de *tourbes,* fibreuses ou altérées, pauvres ou riches en bases. L'hydromorphie y est totale le long du profil et permanente.

— Les *sols hydromorphes moyennement organiques* sont caractérisés par la présence de 8 à 30 % de matière organique de type anmoor ou hydromor (C/N < 20). L'hydromorphie intéresse encore tout le profil, mais elle n'est plus que temporaire en surface. Ce sont les *sols humiques à gley* à profil A G.

— Les *sols hydromorphes minéraux* ont des teneurs en matière organique en général faibles (4-5 %). Si la nappe phréatique ne subit que de faibles oscillations, et si elle est à faible profondeur et permanente, la réduction l'emporte sur l'oxydation ; on a alors un *sol à gley*. Si l'hydromorphie est temporaire et partielle, l'alternance de réduction et d'oxydation provoque une certaine redistribution du fer ; l'horizon est caractérisé par une juxtaposition de taches et de traînées grisâtres, ocre ou rouille ; le sol hydromorphe est dans ce cas un *sol à pseudo-gley*.

Les sols tourbeux sont difficiles à utiliser. Les sols humiques à gley peuvent être améliorés par drainage, surtout s'ils sont calciques et non salés. Les sols hydromorphes peu humifères sont parfois très fertiles après aménagements, ceux-ci devant être plus importants pour les sols à gley que pour les sols à pseudo-gley. Le niveau de fertilité est fonction de la composition minéralogique et des réserves en bases.



▶ *Un type de* **sol hydromorphe organique :** *l'hydromorphie y est totale le long du profil et permanente.*

R. Maignien

BIBLIOGRAPHIE

AUBERT G., BOULAINE V., *la Pédologie,* Que sais-je ?, P.U.F., Paris, 126 p., 1967. - *Classification des sols,* Travaux C.P.C.S., Paris, Travail collectif, 1967. - DUCHAUFOUR Ph., *Précis de pédologie,* Masson et Cie, Paris, 481 p., 1965. - DUCHAUFOUR Ph., *Processus de formation des sols,* Coll. Études et recherches, Centre de pédologie C.N.R.S., Nancy, 182 p., 1972. - MAIGNIEN R., *Manuel de prospection pédologique. Initiatives,* Documentation technique n° 11, O.R.S.T.O.M., Paris, 132 p., 1969. - MILLOT G., *la Géologie des argiles,* Masson, Paris, 1964. - MARGULIS H., *Pédologie générale,* Gauthier-Villars, Paris, 1963.



▶ *Un type de* **sol hydromorphe minéral :** *un* **sol à pseudo-gley** *caractérisé par une tendance au concrétionnement du fer.*

G. Bellier

HYDROGÉOLOGIE

L'hydrogéologie est la science des eaux souterraines. Elle étudie le rôle des matériaux constituant le sol et le sous-sol et des structures géologiques dans l'origine, la distribution, le mode de gisement, les modalités de l'écoulement et les propriétés physico-chimiques de ces eaux. Elle se préoccupe également de leur exploitation et de leur conservation en qualité et en quantité.

C'est une science pluridisciplinaire, basée sur le travail en équipe de nombreux spécialistes : géologues, hydrologues, hydrodynamiciens, météorologistes, géochimistes, foreurs, géophysiciens, etc. Cependant, la géologie occupe une place privilégiée.

L'eau, présente en tous lieux dans le sol et le sous-sol, joue trois rôles essentiels.

— *L'eau, substance minérale.* C'est un constituant du sol et du sous-sol au même titre que les roches décrites habituellement, comme les calcaires, les sables ou les granites. Elle doit, sous cet aspect, être étudiée à deux échelles de grandeur : d'une part, en laboratoire sur échantillon pour déterminer ses propriétés physiques, mécaniques et chimiques, et, d'autre part, dans son gisement souterrain dont la localisation, les dimensions et la richesse en eau sont à considérer.

— *L'eau, agent géodynamique et géochimique.* C'est le véhicule de transport de substances minérales dans le sol et le sous-sol et entre l'atmosphère et le sous-sol. Par ses propriétés particulières, l'eau souterraine est un matériau privilégié. Son état liquide favorise ses mouvements et son aptitude à dissoudre ou à mettre en suspension les autres substances minérales, permettant ainsi leur transport et leur dispersion. En particulier, étant le véhicule des déchets de l'activité de l'homme, elle joue un *rôle primordial dans la propagation de la pollution.*

— *L'eau, ressource minérale renouvelable.* L'eau, première ressource minérale indispensable à l'homme, conditionne son existence dans sa constitution et son environnement. Mais si les ressources en eau sont renouvelables dans des limites nettement définies, elles ne sont pas inépuisables ; leur exploitation et leur gestion exigent des méthodes et des techniques appropriées en vue de leur conservation en quantité et en qualité. La détérioration de la qualité, souvent méconnue, est le danger le plus grave de la limitation des ressources.

Il est donc indispensable de connaître les conditions et les modes de gisement des eaux souterraines, leurs origines et leurs mouvements dans le sol et le sous-sol. C'est un des buts de l'hydrogéologie.

L'importance des eaux souterraines

Les eaux souterraines occupent une place importante dans la satisfaction des besoins en eau douce de l'activité humaine, ainsi que le mettent en évidence les tableaux I et II.

L'examen de ces tableaux montre que l'utilisation actuelle des eaux souterraines en France est anormalement basse. En effet, si dans quelques pays, comme la Suède, la faible utilisation des eaux souterraines s'explique par la nature défavorable du sous-sol, ce n'est pas le cas en France dont le territoire est aussi bien pourvu que celui des États européens voisins.

Les avantages des eaux souterraines

Les eaux souterraines présentent des avantages importants par rapport aux eaux de surface :

Tableau II. Prélèvements actuels d'eau en France, en milliards de m^3/an*.

Utilisations	Eau souterraine	Eau de surface (y compris les sources)	Totaux
distributions d'eau potable	1,3	2,7	4
agriculture (irrigation)	1	4	5
industrie	1,5	2,5	4
centrales thermiques	0,5	9,5	10
total	4,3	18,7	23

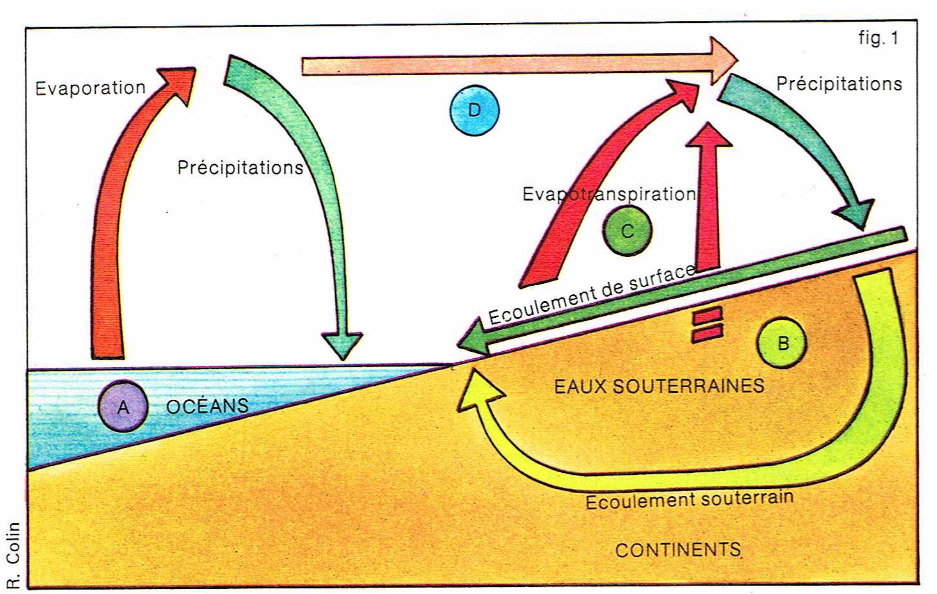
**1 milliard de m^3/an ou 1 km^3/an = 2,6 millions de m^3/jour équivalent à un débit constant de 30 m^3 par seconde, soit les besoins en eaux de l'agglomération parisienne.*

▲ **Tableau II :** ***prélèvements actuels d'eau en France, en milliards de m^3/an.***

Tableau I. Utilisation des eaux souterraines, exprimée en pourcentages, dans différents pays.

Pays	Eau souterraine captée	Eau de source	Total	Eau de surface
Allemagne de l'Ouest	75	17	92	8
Autriche	47	52	99	1
Belgique	73	0	73	27
Espagne	27	2	29	71
Finlande			30	70
France	30	16	46	54
Grande-Bretagne			34	66
Italie	55	33	88	12
Luxembourg			90	10
Pays-Bas			80	20
Suède			44	56
Suisse	44	31	75	25
U.R.S.S.			30	70

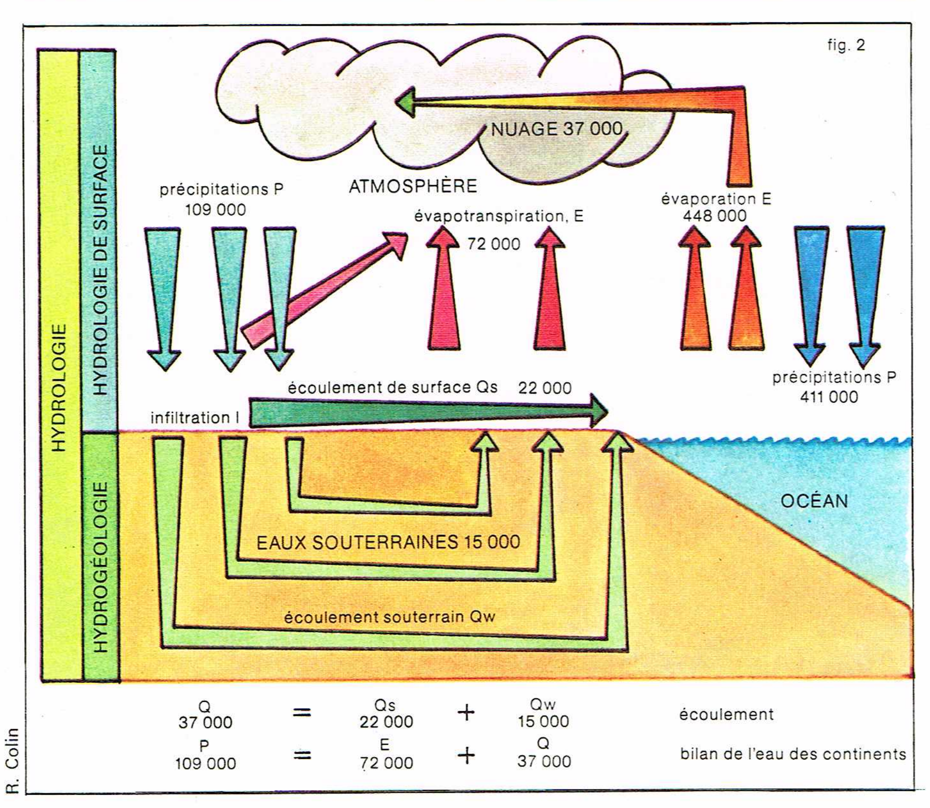
◀ **Tableau I :** ***utilisation des eaux souterraines, exprimée en pourcentage, dans différents pays.***



▲ Cycle général de l'eau ; *des réserves d'eau assurent l'équilibre hydrologique en quatre points du système (voir tableau III) : les océans* A, *les eaux souterraines* B, *les eaux de surface* C *et l'atmosphère* D.
▼ *Ci-dessous,* tableau IV : *masses en mouvement, en milliards de m³/an.*
En bas, cycle général de l'eau - bilan du cycle de l'eau : *l'étude de ce cycle est traitée par l'hydrologie, au sein de laquelle la surface du sol permet de distinguer deux grandes disciplines, l'hydrologie de surface et l'hydrogéologie.*

Tableau IV. Masses d'eau en mouvement, en milliards de m³/an.

Nature	Océans	Continents	France
précipitations	411 000	109 000	460
évaporation	448 000	72 000	260
écoulement		37 000	200
eaux de surface		22 000	80
eaux souterraines		15 000	120



— une surface d'extension plus grande que celle des cours d'eau, donc une meilleure répartition géographique ;

— une meilleure qualité, car elles sont en général protégées de la pollution par les recouvrements de surface et le sol joue un rôle d'épuration biologique. En outre, leurs propriétés physico-chimiques sont sensiblement constantes, d'où une économie notable sur le coût du traitement des eaux (0,05 à 0,10 F par m³ contre 0,30 à 0,40 F pour les eaux de surface) ;

— les dimensions des aquifères (gisements d'eau souterraine utilisables comme sources d'eaux), qui assurent le rôle de réservoirs souterrains naturels (plusieurs dizaines de milliards de m³ contre quelques milliards pour les retenues par barrages).

C'est pourquoi l'usage des eaux souterraines devrait être réservé, en priorité, à l'alimentation humaine.

Le cycle de l'eau

Afin de mieux comprendre l'origine et le mouvement des eaux souterraines, il est utile de les replacer dans leur cadre général à l'échelle du globe terrestre, dont elles constituent une étape inséparable d'un vaste ensemble : le cycle général de l'eau. Le cycle de l'eau assure le renouvellement des masses d'eau accumulées dans les grands réservoirs répartis à la surface du globe (fig. 1 et tableau III).

En ce qui concerne les eaux de surface, qui occupent 30 000 000 km³, le stockage concerne essentiellement les masses d'eau à l'état solide, glaciers et neiges éternelles (calottes glaciaires). Le rôle des lacs et des réservoirs d'eau douce (125 000 km³) ainsi que des cours d'eau (1 700 km³) est négligeable.

Le cycle général de l'eau

L'eau, dans la nature, suit un vaste cycle. Elle s'y présente sous deux états principaux : gazeux et liquide-solide, et dans deux milieux distincts : au-dessus et en dessous de la surface du sol (fig. 1 et 2). La surface du sol est ainsi une zone de contact privilégiée, d'où l'importance des sciences de la Terre, et en particulier de la géologie, de la pédologie et de la géomorphologie.

Comme dans tout mouvement, une source d'énergie est nécessaire pour actionner le cycle de l'eau : elle est fournie par le Soleil et la gravité terrestre. L'énergie solaire transforme l'eau en vapeur. La nature réalise ainsi une véritable pompe solaire, dépensant 400 000 milliards de kW, soit 1/5 de l'énergie solaire qui atteint la Terre et 1/3 de celle qui parvient à la surface du sol. Sous l'action de la chaleur, l'eau est transformée en vapeur, au cours de toutes les étapes de son cycle. Mais c'est surtout sur les étendues d'eau libre (océans, lacs, cours d'eau) et à la surface du sol des continents (sur une tranche de quelques mètres de profondeur, exceptionnellement jusqu'à 50 m) que l'*évaporation* (E) joue un rôle important (520 000 km³/an, dont 72 000 pour la surface des continents). A cette action s'ajoute la *transpiration* des êtres vivants, végétaux et animaux. L'évaporation et la transpiration sont habituellement groupées en un seul phénomène : l'*évapotranspiration* (E).

La vapeur d'eau ainsi formée se condense dans les nuages, lesquels engendrent les *précipitations* (P) sous forme de pluie, neige ou grêle. Les précipitations par condensation des brouillards, dites occultes, sont en cours d'étude. Dans cette phase, l'eau est mise en mouvement par l'action des forces de gravité. Au contact du sol, l'eau des précipitations, exception faite de l'évapotranspiration, donne naissance à l'*écoulement* (Q = environ 37 000 km³/an), lequel se fractionne en deux parties inégales : l'*écoulement de surface* (Q_s = 22 000 km³/an) et l'*infiltration* (I), origine de l'*écoulement souterrain* (Q_w = 15 000 km³) [fig. 2 et 3]. Les eaux de l'écoulement de surface s'écoulent à la surface du sol dans le réseau hydrographique (cours d'eau) et les étendues d'eau libre (lacs, océans). Les eaux d'infiltration, franchissant la surface du sol, pénètrent dans le sol et le sous-sol. Elles alimentent les eaux souterraines et entretiennent l'*écoulement souterrain*. Les eaux souterraines se déversent dans le réseau hydrographique et les étendues d'eau libre continentales et océaniques. Le cycle de l'eau est ainsi bouclé.

Sur les continents, il est possible de distinguer deux circuits d'écoulement de l'eau, dont la surface du sol constitue une frange de contact et de répartition (fig. 3) :

— un *circuit rapide* à la surface du sol (de quelques heures à quelques jours) : précipitations — écoulement



de surface — cours d'eau — océan. Le volume d'eau ainsi écoulé correspond à la crue des rivières ;

— un *circuit lent, différé*, plus complexe, dans les aquifères (de longue durée, de l'ordre de quelques années à des centaines de millénaires) : précipitations — infiltrations — écoulement souterrain — émergences — cours d'eau. Cet écoulement est à l'origine du débit des cours d'eau en absence de précipitations (bas débit, étiage).

Ainsi, après un laps de temps très court succédant aux précipitations, le débit des rivières n'est plus alimenté que par les eaux souterraines. En particulier, leur débit d'étiage correspond au débit des aquifères de leur bassin versant. Dans ce circuit nous pouvons considérer que la surface du sol joue le rôle de répartiteur, alors que les aquifères remplissent ceux de conducteur et de régulateur. Le débit de l'écoulement global (Q), dans les cours d'eau, mesuré aux stations de jaugeage, est ainsi la somme des débits de l'écoulement de surface (Q_s), et de l'écoulement souterrain (Q_w).

On constate donc l'importance des caractéristiques de la surface du sol dans l'étude de l'alimentation des eaux souterraines. Cinq ensembles de facteurs conditionnels interviennent : les facteurs hydroclimatiques (précipitations, évapotranspiration), les facteurs géomorphologiques (relief), les facteurs géologiques (lithostratigraphie, perméabilité verticale, structures), les facteurs hydrogéologiques du sol et les facteurs de la couverture végétale. Il faut également tenir compte des interactions physico-chimiques de l'eau avec les facteurs précédents. L'importance de la géomorphologie et de la géologie sera soulignée ultérieurement.

Les eaux juvéniles

Depuis l'Antiquité, de longues controverses ont eu lieu sur la production d'eau en profondeur qui vient alimenter le cycle de l'eau. Ces *eaux juvéniles* se manifesteraient dans les émissions de vapeur d'eau (éruptions volcaniques, geysers, mofettes, etc.) et les sources thermominérales. Les hydrogéologues admettent aujourd'hui leur existence. Si leur apport, à l'échelle humaine, est négligeable par comparaison avec les masses d'eau considérées (quelques km³/an), à long terme, il présente cependant de l'intérêt.

En effet, si l'on considère que ce processus géologique continu s'est poursuivi durant les quelques milliards d'années de vie de la Terre, il suffit à justifier le volume d'eau actuel. Deux sources principales d'eaux juvéniles sont à considérer :

— la cristallisation et la formation des minéraux dans la croûte terrestre (environ 3 km³ d'eau par an) ;

— le refroidissement du magma pénétrant localement dans les couches supérieures de l'écorce terrestre. Une masse de magma de 1 000 m d'épaisseur, en se refroidissant, produirait un million de km³ d'eau par an et par km².

Les caractéristiques fondamentales du cycle de l'eau

La synthèse des données exposées permet de formuler les caractéristiques fondamentales du cycle de l'eau :

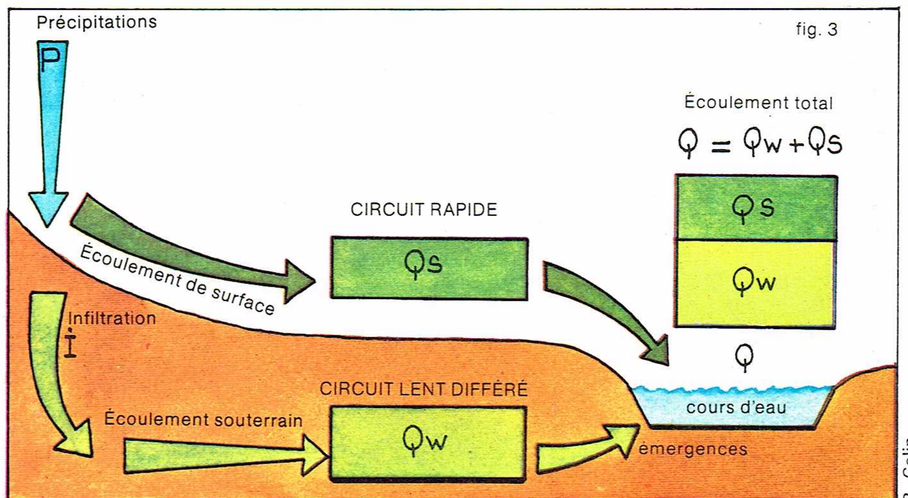


Tableau III. Masses d'eau accumulées dans les grands réservoirs naturels, en milliards de m³ (km³)

Réservoirs	Surfaces (km²)	Volumes d'eau (km³)
océans	361 000 000	1 370 000 000
continents	149 000 000	90 000 000
eaux de surface		30 000 000
eaux souterraines		
– à une profondeur de 800 m		5 000 000
– à une profondeur de 5 km		60 000 000
atmosphère (vapeur d'eau)		13 000
terre	510 000 000	1 500 000 000*

Total approximatif, compte tenu du manque de connaissances sur le volume des eaux souterraines.

▲ *En haut, une des manifestations des* **eaux juvéniles** : *un geyser en Islande.*
Au centre, **circuit de l'eau à la surface du sol et dans le sol** : *le rôle répartiteur du sol montre l'importance de la géomorphologie et de la géologie.*
Ci-dessus, **tableau III** :
masses d'eau accumulées dans les grands réservoirs naturels, en milliards de m³ (km³).

▶ Répartition verticale des eaux souterraines. *La répartition verticale, localisation et profondeur, des eaux souterraines est déterminée par la lithologie des formations géologiques. Celles-ci se répartissent en* **formations perméables, 1,** *donnant naissance aux aquifères, et en* **formations imperméables, 2,** *les séparant sans les isoler car elles ne sont pas étanches. Un type intermédiaire est représenté par les* **formations semi-perméables, 3,** *lesquelles laissent circuler l'eau.*

— La masse d'eau totale répartie à la surface du globe est constante à l'échelle humaine, les apports d'eaux juvéniles étant négligeables (certainement inférieurs aux erreurs de calcul des évaluations).

— La masse d'eau en mouvement est très faible comparée à celle qui est stockée dans les différents réservoirs (37 000 km^3/an contre 1 500 000 000) dont le principal est le réservoir océanique, lequel joue un rôle régulateur (tableau III).

A l'échelle humaine, elle est constante, ses deux sources d'énergie, le Soleil et la gravité, étant elles-mêmes constantes. Le rôle de cette masse d'eau en mouvement est important, soit sous forme de vapeur d'eau dans les échanges atmosphériques, soit à l'état liquide à la surface du sol, où elle représente un agent mécanique et de transport à l'origine des phénomènes géologiques, géomorphologiques et physiographiques. Ce sont ces phénomènes qui donnent à la surface de la Terre son aspect actuel, sans cesse changeant. Il faut y ajouter la propagation de la pollution.

Par rapport aux facteurs naturels évoqués ci-dessus, l'action de l'homme sur le cycle de l'eau est négligeable. Toutefois certaines de ses activités, comme l'intensification de l'irrigation et le détournement des grands fleuves, peuvent modifier le régime des eaux de grandes régions. De telles observations ont été notées par les hydrogéologues. Citons à ce sujet les travaux des spécialistes soviétiques.

Le bilan du cycle de l'eau

Le bilan du cycle de l'eau à tous les stades a pour but, comme un bilan comptable, d'établir la balance annuelle entre ses différentes phases. Pour l'ensemble de la Terre, les deux phases correspondant aux deux sources d'énergie (le Soleil et la gravité), à savoir l'évapotranspiration (E) et les précipitations (P), sont équilibrées, étant donné l'absence d'apports extérieurs (eaux juvéniles négligeables) et de pertes notables dans la haute atmosphère. Sur les continents, les précipitations (P) équilibrent l'évapotranspiration et l'écoulement (Q), les variations des stocks des réservoirs (atmosphère, surfaces d'eau libre, cours d'eau, eaux souterraines) étant négligeables par rapport à leur masse totale (fig. 2) :

$$P = E + Q$$
$$109\,000 \text{ km}^3/\text{an} = 72\,000 \text{ km}^3/\text{an} + 37\,000 \text{ km}^3/\text{an}$$

L'eau souterraine, substance minérale

La géologie de l'eau

La localisation, le stockage et l'exploitation des eaux souterraines sont déterminés par les caractéristiques géologiques, stratigraphiques et structurales du sous-sol. La géologie régionale joue donc un rôle primordial dans l'évaluation et l'exploitation des ressources en eaux. C'est pourquoi certains auteurs limitent le domaine de l'hydrogéologie à la géologie appliquée à l'eau.

Les matériaux constituant le sol et le sous-sol ont la propriété, à des degrés divers selon leur nature *lithologique*, d'emmagasiner, de favoriser l'écoulement de l'eau souterraine et de la restituer. Les sels solubles qu'ils renferment contribuent à la composition chimique des eaux, limitant par un critère de qualité les zones d'exploitation. Des exemples seront cités ultérieurement. Ces matériaux constituent des couches lithologiques, ou *formations géologiques*. La géologie de l'eau repose donc sur l'étude des caractéristiques de la succession verticale et de l'étendue horizontale des formations géologiques.

La répartition régionale des gisements d'eaux souterraines montre deux grands types de *provinces hydrogéologiques :*

— les provinces hydrogéologiques des formations sédimentaires (grands bassins sédimentaires, comme le bassin de Paris, et le bassin d'Aquitaine) et les régions montagneuses (Alpes, Pyrénées) ;

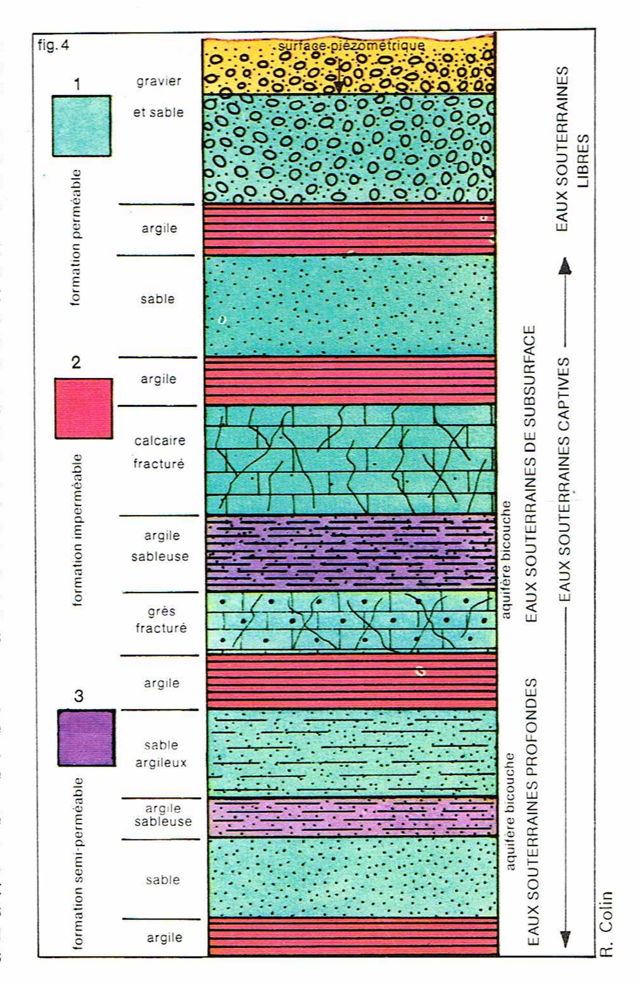
— les provinces hydrogéologiques des socles anciens : le Massif central, la Bretagne, les Vosges.

Les eaux souterraines des bassins sédimentaires

Les caractéristiques géologiques déterminent la répartition verticale et l'extension horizontale des eaux souterraines.

● *Répartition verticale des eaux souterraines*

Une coupe verticale dans un bassin sédimentaire montre, de haut en bas, une succession de gisements d'eaux souterraines, exploitables, superposés (fig. 4). Leur localisation est déterminée par la nature et la position des formations géologiques. Un forage recoupe des assises de roches productrices d'eau, dites *formations perméables*, séparées par des couches non productrices, ou *formations imperméables*.



— Les formations perméables constituent les gisements d'eau souterraine, ou *aquifères*, appelés souvent *nappes d'eau souterraine*. Ce sont les sables, graviers, sables argileux, calcaires, grès, etc.

— Les formations imperméables, comme les argiles, quoique renfermant de l'eau en grande quantité, ne peuvent alimenter les puits et séparent les aquifères. Contrairement à une opinion courante, elles ne sont pas étanches et constituent rarement des écrans isolant les aquifères. Simplement, la vitesse d'écoulement de l'eau y est très lente : quelques millimètres par an. Des transferts d'eau verticaux sont donc possibles. En outre, certaines roches de perméabilité faible, dites *semi-perméables*, même si elles ne permettent pas le captage de quantités d'eau appréciables, se laissent traverser par l'eau, favorisant les intercommunications entre aquifères. Ce phénomène naturel est appelé la *drainance*. Les échanges d'eau ainsi provoqués représentent des débits non négligeables, compte tenu des échelles d'espace et de temps considérées (des milliers de km^2 et des siècles, voire des millénaires). Il faut donc éviter d'associer le terme imperméable à celui d'étanchéité.

Deux ou plusieurs aquifères séparés par des assises semi-perméables constituent un *aquifère multicouche* (fig. 4 et 15). D'après les études récentes, les roches imperméables seraient peu fréquentes. Il en résulte que les différents aquifères d'un bassin sédimentaire constituent un complexe hydrologique unique, comme l'ont mis en évidence les travaux des dernières années sur le bassin de Paris.

La formation albienne du bassin de Paris peut être étudiée comme exemple d'aquifère multicouche (fig. 10). Elle a été décrite depuis plus d'un siècle sous le terme de *nappe des Sables verts*. Couvrant près de 100 000 km^2 sur une épaisseur pouvant atteindre parfois jusqu'à

160 m, avec des réserves estimées à 425 milliards de m^3 c'est l'aquifère le plus important du bassin et même d'Europe occidentale. Les géologues qui ont étudié cette formation, d'après les coupes des affleurements et surtout de nombreux forages de recherches d'eau et de pétrole, ont individualisé trois formations argilo-sableuses aquifères, séparées, mais non isolées, par des formations semi-perméables (tableau V). Ainsi, du point de vue des eaux souterraines, nous sommes en présence d'une unité hydrogéologique.

Toutes les formations perméables d'un grand bassin sédimentaire renferment des nappes d'eaux souterraines. Toutefois, leur exploitation est limitée en profondeur par des impératifs techniques et par la qualité de l'eau. Ainsi, dans le bassin de Paris, les hydrogéologues ont reconnu dix aquifères mono- ou multicouches productifs d'eau souterraine potable. La profondeur des sondages d'alimentation en eau est maximale (600 à 800 m) dans la région parisienne. En effet, les eaux plus profondes présentent des teneurs en sels dissous (résidu sec) élevées qui les rendent impropres à l'utilisation. Par exemple, au sondage de Chailly-en-Bière, le résidu sec est de 8 500 mg/l dans le Jurassique supérieur, puis, dans le Jurassique moyen, de 9 000 mg/l à 1 690 m de profondeur et de 11 000 mg/l à 1 710 m. Pour les eaux souterraines du Jurassique moyen, on note des résidus secs de 14 000 mg/l à Nangis (1 900 m de profondeur), de 18 000 mg/l à Perthes (1 815 m), de 29 000 mg/l à Coulommès (1 890 m), une teneur en chlorure de sodium de 18 000 mg/l à Saint-Pierre-lès-Nemours (1 826 m). Quant aux eaux plus profondes, elles dépassent la teneur moyenne de l'eau de mer (35 000 mg/l) avec 80 000 mg/l à Nangis (2 265 m), 91 000 mg/l à 2 320 m, puis 117 000 mg/l à 2 440 m à Château-Landon.

Dans de grands bassins, plus favorables, comme le Sahara du Sud algérien, les eaux souterraines sont captées à des profondeurs supérieures à 1 000 m.

Actuellement, les aquifères profonds présentent un intérêt économique du fait de la présence d'eaux chaudes (70 °C et plus) exploitables pour l'*énergie géothermique*. L'élévation de la température de l'eau est provoquée par l'échauffement des roches dû au gradient géothermique, lequel caractérise l'élévation de la température du sous-sol en relation avec la profondeur. Variable selon les conditions géologiques, il est en moyenne de 1 °C par 30 mètres.

En fonction de leur profondeur de gisement nous pouvons distinguer, de bas en haut, trois grandes zones d'eaux souterraines (fig. 4) :

— les eaux souterraines libres localisées dans le premier aquifère sous la surface du sol;
— les eaux souterraines de subsurface;
— les eaux souterraines profondes.

La zone des eaux souterraines libres (aquifères libres), de la surface du sol à quelques dizaines de mètres de profondeur, est caractérisée par des relations directes avec les eaux de surface : précipitations, écoulement de surface (cours d'eau), surfaces d'eau libre (lacs, étangs). Les interactions avec l'air et le milieu biologique y sont actives. C'est la zone des échanges où les eaux souterraines acquièrent leurs caractéristiques hydrogéochimiques de base (y compris celles dues à la pollution). Le régime de l'écoulement des eaux souterraines est imposé par la géomorphologie, principalement par le réseau hydrographique. Les zonalités régionales climatiques ont des répercussions hydrologiques. Les ressources en eaux souterraines sont importantes par l'apport direct, souvent à forts débits, des aquifères sous-jacents, des cours d'eau et des précipitations.

En dessous des aquifères à nappe libre, dans une zone profonde de 200 à 300 m, les structures hydrogéologiques imposent la présence généralisée d'eaux souterraines captives. Les transferts de volumes d'eau et de pressions, latéraux ou verticaux, sont importants. Les communications verticales entre les formations aquifères superposées, plus ou moins séparées par des intercalations semi-perméables, constituent des aquifères multicouches. L'influence des facteurs géomorphologiques sur le régime de l'écoulement souterrain s'estompe; elle est réduite à celle des cours d'eau principaux, l'impact des structures hydrogéologiques régionales étant prédominant. Le renouvellement des ressources en eaux souterraines est plus faible que dans la zone supérieure, les apports directs des eaux de surface étant moins importants mais toujours appréciables.

Dans la zone plus profonde, seule la structure hydrogéologique générale du bassin impose le régime des eaux souterraines. Il faut tenir compte toutefois des transferts verticaux, plus importants que l'écoulement latéral des eaux souterraines, très lent. Malgré des réserves en eau souterraine, souvent considérables, les ressources renouvelables sont faibles par suite de l'alimentation très limitée.

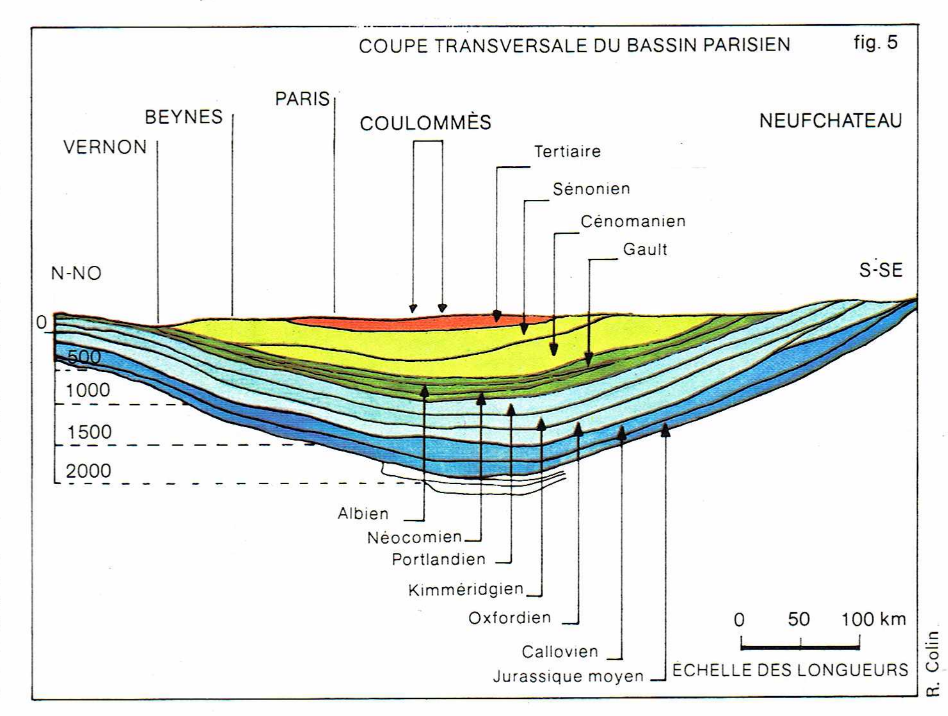
- *L'extension latérale des eaux souterraines.*

L'extension latérale des aquifères est liée étroitement aux caractéristiques lithostratigraphiques et structurales régionales. Le bassin de Paris est, là encore, un exemple type (fig. 5 et 10). La disposition des formations géologiques en « pile d'assiettes » creuses, déformées par des plissements et accidentées de fractures, détermine l'extension des nappes d'eaux souterraines. Les dix aquifères, mono- ou multicouches, identifiés dans la répartition verticale, présentent une extension géographique variable selon les formations perméables qui en constituent la roche réservoir. Cette structure hydrogéologique régionale se complique localement par suite des variations lithologiques dues aux discontinuités de sédimentation et aux accidents tectoniques.

▼ ***Ci-dessous,* tableau V : *formations géologiques de l'aquifère multicouche albien du bassin de Paris. En bas,* coupe géologique transversale du bassin de Paris : *l'extension latérale des aquifères est commandée par la lithologie et la tectonique.***

Tableau V. Formations géologiques de l'aquifère multicouche albien du bassin de Paris.

Épaisseurs en m	Aquifères	Semi-perméables
10-80	formation argilo-sableuse supérieure des sables de Frécambault	
5-10		argiles tégulines
1-50	formation argilo-sableuse moyenne des sables des Drillons	
3-30		argiles de l'Armance
10-30	formation argilo-sableuse inférieure des sables verts	



1.2.3.4.5 pour fig 7

Gypse

3 formation de calcaires

2 formation argileuse

1 formation sableuse

formation de sables argileux

4

5

● fig. 6

Figure 6 : schéma d'une variation latérale de faciès. *La formation supérieure montre celle de calcaires à des gypses, d'où modification importante dans la géochimie de la roche réservoir. La présence des sels solubles (sulfates) provoque des eaux séléniteuses.*

● fig. 7

lacune

formation calcaire aquifère

Communications

argile imperméable

formation sableuse aquifère

Figure 7 : schéma explicatif d'une discontinuité de sédimentation accompagnée d'une lacune de dépôts et son rôle hydrogéologique. *La formation imperméable d'argile (2), ou semi-imperméable, interstratifiée entre une formation sableuse (1) à la base et une formation calcaire (3) au sommet, n'est pas continue latéralement. Il y a lacune de dépôt en arrière. Ainsi des communications s'établissent entre les deux aquifères (4), communications directes entre aquifères par lacunes de dépôt, échanges par drainance à travers les argiles (5).*

● fig. 8

surface d'érosion

formation sableuse aquifère transgressive

discordance

paléokarst

substratum plissé

paléokarst comblé de sables

Figure 8 : schéma représentatif d'une discordance et son rôle hydrogéologique. *La formation aquifère sableuse horizontale repose en discordance sur un soubassement de calcaires plissés; la formation sableuse est transgressive sur les calcaires. Les épisodes qui se sont succédé sont le plissement de la formation calcaire, son érosion ayant créé une surface d'érosion et des paléokarsts, la transgression marine et le dépôt de sables.*

● fig. 9

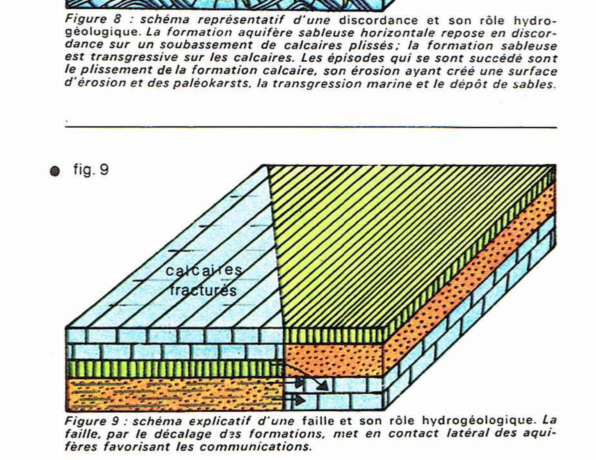


Figure 9 : schéma explicatif d'une faille et son rôle hydrogéologique. *La faille, par le décalage des formations, met en contact latéral des aquifères favorisant les communications.*

fig 13

1 2 3

formations superficielles

SOCLE

faille

R. Colin

fig. 12

4 3 2 1 4c 4b 4a

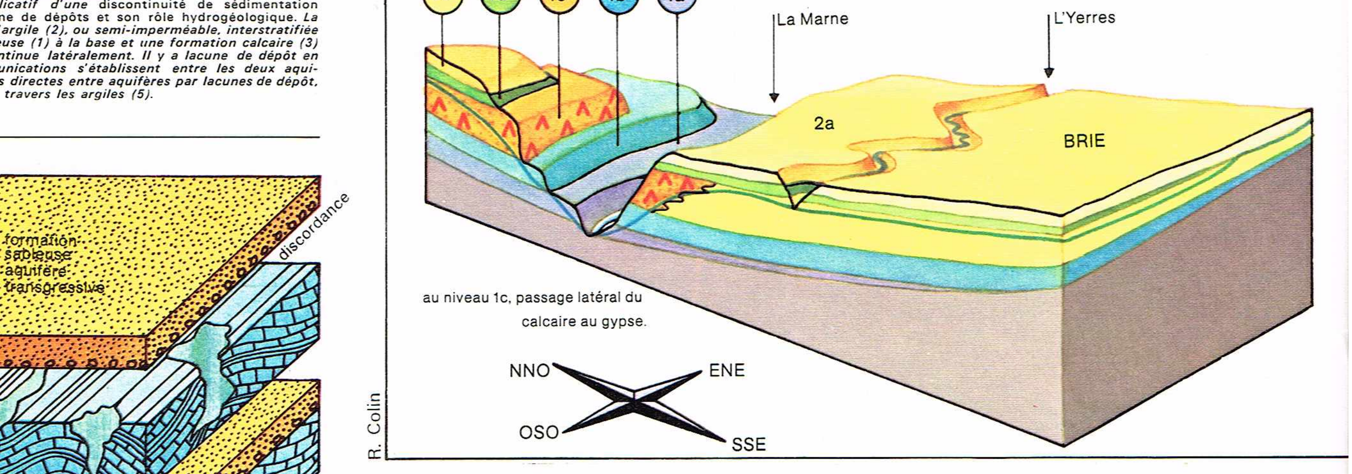
BEAUCE

BRIE

N-O NE S-O SE

R. Colin

fig. 11

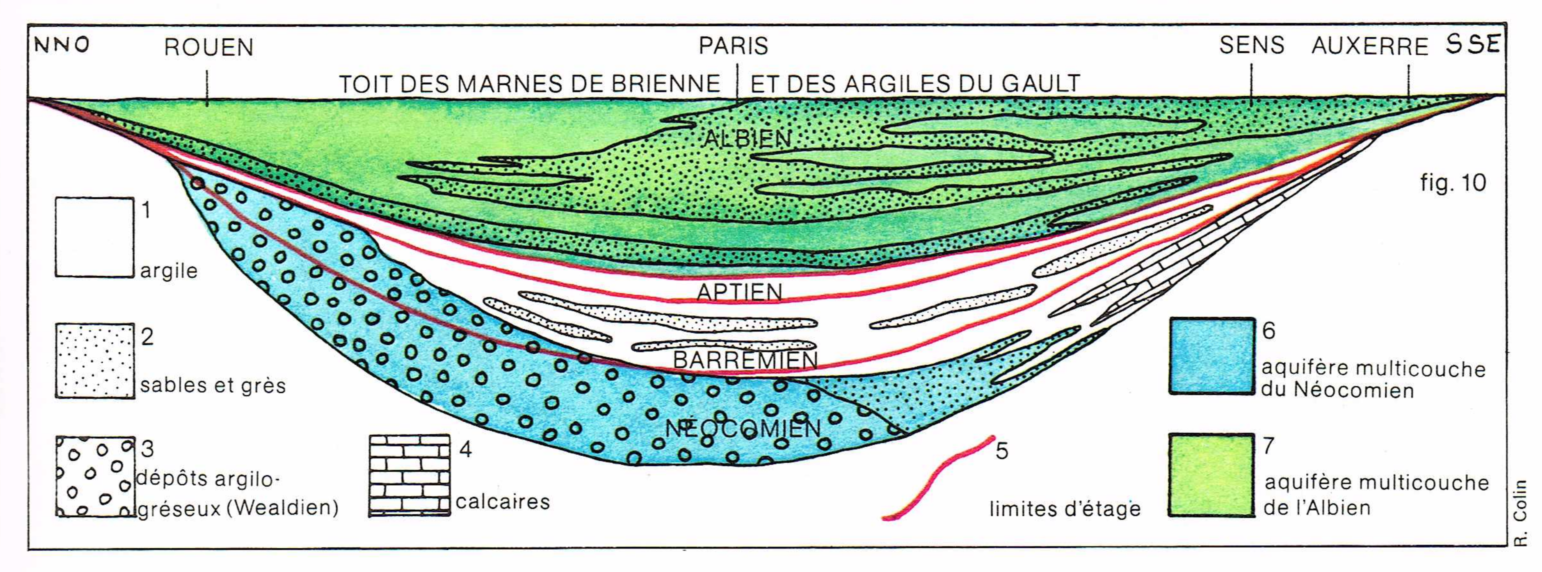


R. Colin

Tableau VI. Relations entre la lithologie de la formation géologique et la qualité des eaux souterraines dans le calcaire karstique de Saint-Ouen (Éocène supérieur), de Brie et de Beauce.

Zones lithologiques (faciès)	Eaux souterraines	Provinces hydrogéochimiques (qualité des eaux)
calcaire de Brie et de Beauce	aquifère important	province de Brie - Beauce (eaux carbonatées calciques)
gypses en Parisis, Valois et Soissonnais	aquifère eaux inutilisables	province Parisis - Valois - Soissonnais (eaux séléniteuses)
marnes à l'ouest avec gypses argiles magnésiennes	aquifère médiocre	province occidentale eaux fortement minéralisées (en magnésium et sulfates)

R. Colin



▲ *Coupe transversale du bassin de Paris montrant les* **formations géologiques et les aquifères du Crétacé inférieur :** *noter que la formation géologique des argiles et grès du Néocomien ne correspond pas à l'étage et déborde même à l'ouest vers le haut dans le Barrémien.*

Parmi les discontinuités de sédimentation citons les variations latérales de faciès (fig. 6), les lacunes de dépôts (fig. 7), les érosions anciennes, les discordances et les transgressions marines (fig. 8). Quant aux accidents tectoniques, ils comprennent les plissements et failles (fig. 9). Deux conséquences importantes pour l'hydrogéologie en découlent : la difficulté de délimiter et d'identifier les aquifères, lesquels ne présentent pas de continuité géographique, et les *intercommunications* fréquentes entre les nappes. C'est pourquoi la totalité de la région géographique, intéressée par un étage (ou un sous-étage) géologique (unité chronostratigraphique), présente rarement un aquifère continu.

Il est nécessaire, en hydrogéologie, de définir des *unités lithostratigraphiques,* qui déterminent les *formations géologiques perméables.* Celles-ci, identifiant les roches réservoirs, permettent de délimiter les aquifères et les zones hydrogéologiques. Ainsi, l'aquifère multicouche des sables albiens du bassin de Paris est lié à la formation géologique complexe argilo-sableuse stratigraphiquement rattachée à l'Albien inférieur et moyen. L'importance des variations latérales de faciès est démontrée par l'aquifère multicouche des sables néocomiens (fig. 10). L'étage de base du Crétacé inférieur, le Néocomien, est connu sous deux faciès : en affleurement à l'est et dans la région de Troyes et de Sens, les dépôts marins de calcaires et marno-calcaires constituent une formation semi-perméable sans intérêt hydrogéologique ; par contre, vers le nord-nord-ouest et à l'ouest, au-delà d'une ligne Reims-Fontainebleau, la sédimentation marine fait place en profondeur à des dépôts continentaux (faciès wealdien) de sables et de grès aquifères.

Les *caractéristiques géochimiques de la roche réservoir* sont également une cause de la limitation de l'exploitation des eaux souterraines, les sels solubles provoquant une altération de la qualité des eaux. Ces caractéristiques, qui résultent fréquemment de variations latérales de faciès, sont mises en évidence dans l'aquifère multicouche du Calcaire de Champigny (Éocène supérieur), principale ressource en eau souterraine de la Brie (fig. 11 et tableau VI). La formation calcaire karstique de base (Calcaire de Saint-Ouen) présente des variations latérales de faciès permettant de localiser trois zones lithologiques de roche réservoir dont les caractéristiques géochimiques déterminent, par la qualité de leurs eaux, trois provinces hydrogéochimiques. De même, la présence de gypse dans la formation calcaire karstique du Calcaire grossier (Lutétien), au centre du bassin de Paris, se traduit par des eaux à minéralisation élevée, surtout en sulfates (eaux séléniteuses) impropres à la consommation.

Ainsi la délimitation géographique d'un aquifère peut, même dans des formations perméables, riches en eau, être limitée par la nature des roches ; celles-ci, par dissolution des sels solubles, rendent les eaux impropres à l'utilisation.

La nature des formations géologiques étant déterminée essentiellement par les faciès, les conditions techniques d'exploitation des eaux souterraines, en particulier la profondeur des captages, dépendent des structures géologiques. Ainsi, pour l'aquifère des sables albiens du bassin de Paris, la structure de la formation montre trois grandes zones structurales : une structure monoclinale régulière, orientale, occupant les bassins de l'Aube et de l'Yonne, où la formation albienne plonge en pente régulière, des affleurements (Puisaye, Champagne humide, Argonne) vers le sud-est et l'est ; elle y rejoint la grande fosse centrale, située au nord-est de Paris, sous les régions de Brie-Pontault-Combault et Saint-Denis à des profondeurs de 800-900 m ; enfin, la zone occidentale du pays de Bray et de la basse Seine, de structure très complexe, dessine une série d'ondulations parallèles déterminant des profondeurs de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres.

L'étude de la localisation et des dimensions des aquifères, bases de l'exploitation des eaux souterraines, exige donc des recherches stratigraphiques et structurales régionales détaillées et précises.

Les eaux souterraines des régions montagneuses

La localisation des gisements d'eaux souterraines obéit aux mêmes lois que dans les bassins sédimentaires, mais ils sont plus fragmentaires du fait de la complexité des structures géologiques.

Les eaux souterraines des régions de socle

Dans les régions de socle (Massif central, Vosges, Bretagne), les eaux souterraines sont moins abondantes que dans les bassins sédimentaires. Les gisements sont localisés, sans extension régionale, dans trois types de structures (fig. 13) : les formations sédimentaires compactes ou indurées, les formations superficielles (arènes, couches d'altération, alluvions, etc.) et les zones de fractures et de broyage. Leur prospection exige des études géologiques très détaillées où la géologie du Quaternaire et l'analyse structurale tiennent une place importante. Il faut signaler que, contrairement à certaines opinions, l'eau circule dans ces régions jusqu'à de grandes profondeurs. Ce fait a été démontré par l'étude des galeries et des tunnels.

Étude morphologique des aquifères

Nous avons montré que la localisation dans le sous-sol et les dimensions des roches réservoirs favorables à la présence de gisements d'eaux souterraines dépendent étroitement des conditions géologiques régionales. Cependant, dans notre introduction, nous avons insisté sur le rôle important de l'eau, dont les caractéristiques de l'écoulement, étudiées par l'hydrodynamique souterraine, conditionnent également les structures hydrogéologiques.

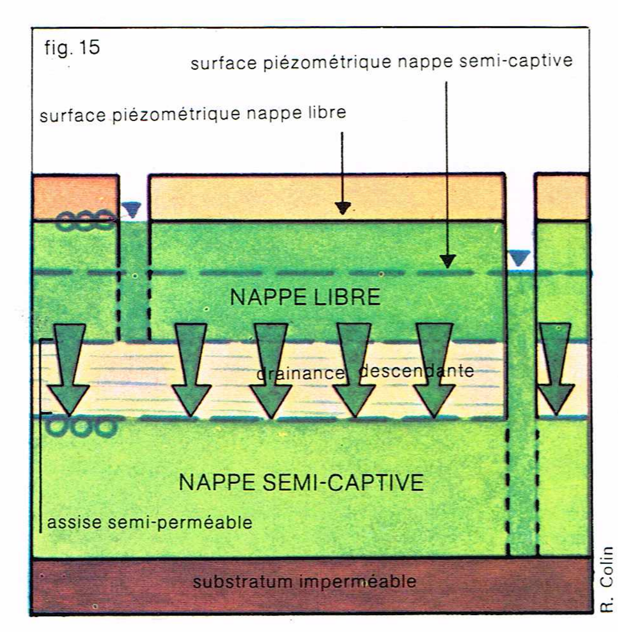
Définition de l'aquifère

Un gisement d'eau souterraine utilisable comme source d'eau est appelé un aquifère (*aqua* = eau, *fero* = je porte). Un aquifère est une formation géologique perméable qui renferme, dans ses vides, de l'eau circulant à une vitesse significative et susceptible d'être extraite en quantité appréciable par des moyens de captage économiques. Il comprend la *roche réservoir* (sous forme de trame ou de squelette solide : des grains de silice d'un sable par exemple) et l'*eau.* L'eau en écoulement constitue une *nappe d'eau souterraine.* Ainsi, les deux termes, aquifère et nappe d'eau souterraine, ne sont pas synonymes. On peut négliger les *gaz,* essentiellement dissous ou en suspension dans l'eau (air et gaz carbonique). Nous avons montré que les deux phases, solide et liquide, indissociables, constituaient un complexe physico-chimique unique.

La dénomination d'un aquifère comporte la lithologie de la roche réservoir (sable, calcaire, alluvions, etc.) et, lorsque la précision est nécessaire, le nom de la formation géologique : aquifère des sables albiens, aquifère calcaire karstique du Jurassique moyen, aquifère des alluvions, aquifère de la Craie, aquifère du Calcaire de Champigny, etc.

◄ *Page ci-contre, à droite. Figure 11 : bloc diagramme schématique représentant la* **succession des formations géologiques sous la Brie, constituant le réservoir de l'aquifère multicouche du Calcaire de Champigny. 1a,** *formation semi-perméable des Sables de Beauchamp (Auversien);* **1b,** *formation calcaire karstique du Calcaire de Saint-Ouen (Marinésien);* **1c,** *formation du Calcaire de Champigny (Ludien);* **1d,** *formation semi-perméable des marnes supragypseuses;* **2a,** *formations du Calcaire de Brie (Oligocène); en bleu, surface piézométrique. Figure 12 : bloc diagramme schématique représentant la* **succession des formations géologiques constituant le réservoir de l'aquifère multicouche de l'Oligocène :** *1, marnes vertes supragypseuses; 2, Calcaire de Brie; 3, Sables de Fontainebleau (Stampien); 4, Calcaire de Beauce; en bleu, la surface piézométrique. Figure 13 : schéma des* **gisements d'eau souterraine dans les régions de socle ;** *ces gisements sont localisés dans les formations superficielles, 1, les zones de failles, 2, et les formations sédimentaires compactes ou indurées interstratifiées,* **3.** *Tableau VI : relations entre la lithologie de la formation géologique et la qualité des eaux souterraines dans le Calcaire karstique de Saint-Ouen (Éocène supérieur), de Brie et de Beauce.*

▶ *Schéma d'un* **aquifère bicouche.** *L'aquifère à nappe captive est séparé à son sommet de l'aquifère à nappe libre qui le surmonte par une assise semi-perméable. Le niveau piézométrique de la nappe libre étant plus élevé que celui de la nappe captive, il y a percolation de haut en bas, ou drainance descendante.*



▼ **Un aquifère à nappe captive.**

Il est nécessaire d'insister sur les interactions chimiques entre la roche réservoir et l'eau souterraine. En effet, les sels solubles des terrains contribuent à la composition chimique de l'eau souterraine. Citons, à ce sujet, les eaux sulfatées calciques des formations gypseuses, les eaux chlorurées sodiques des terrains renfermant du sel gemme, et les eaux carbonatées ou bicarbonatées des formations calcaires.

L'aquifère joue un double rôle : d'une part de réservoir souterrain (emmagasinement et restitution de l'eau) et d'autre part de conducteur d'eau ou de transmission de pressions.

Les types hydrauliques d'aquifères libres et captifs

Si l'on étudie les puits et forages du premier aquifère rencontré sous la surface du sol (fig. 14, 15 et 16) on observe la présence d'un niveau d'eau dont l'altitude (élévation au-dessus de la cote 0) est, par définition, le *niveau piézométrique* (fig. 1 et 14). L'ensemble des niveaux piézométriques d'un aquifère, mesurés en différents points, détermine la *surface piézométrique*. Celle-ci constitue la limite supérieure de l'aquifère et peut être assimilée également à la surface libre, lieu des points où la pression est égale à la pression atmosphérique, d'où la qualification d'*aquifère à nappe libre* (fig. 14). L'ancien terme, d'aquifère phréatique (*phrear* = puits), parfois utilisé, est à déconseiller.

En revanche, dans les aquifères plus profonds, les eaux souterraines sont emprisonnées dans la formation géologique entre deux formations imperméables fixes, le substratum imperméable à la base et le toit au sommet (fig. 14). Du fait de la profondeur, l'aquifère, roche réservoir et eau, subit une pression verticale, dirigée de haut en bas, égale au poids de la colonne de terrains qui le surmonte jusqu'à la surface du sol. Cette pression est équilibrée par celle qui règne à l'intérieur de l'aquifère. Lorsqu'un sondage perce la couverture du gisement, le remplacement de la colonne de terrains de densité élevée (2,6 en moyenne) par une colonne d'eau (densité 1) entraîne une chute de pression dans l'aquifère. L'eau de celui-ci, expulsée par décompression, s'élève dans l'ouvrage jusqu'à équilibre, à une altitude déterminée : le niveau piézométrique. Ce sont les *aquifères à nappe captive* (fig. 14 et 16). Les eaux sont *ascendantes*. Si le niveau piézométrique est au-dessus de la surface du sol, les eaux souterraines jaillissent naturellement : c'est l'*artésianisme* (fig. 16).

▶ **Types hydrauliques d'aquifères à nappe libre et à nappe captive.** *Dans l'aquifère à nappe libre, la surface piézométrique se confond avec la surface libre ; dans l'aquifère à nappe captive, l'eau s'élève dans le puits au-dessus du toit, jusqu'à l'équilibre avec le niveau piézométrique.*

Ainsi, si le captage des aquifères de subsurface et des profonds nécessite des sondages importants et coûteux, l'exploitation s'effectue souvent à une faible profondeur et parfois même sans pompage lorsque les conditions d'artésianisme produisent un débit naturel en surface.

La présence d'un toit constitué d'une *formation semi-perméable* permettant des échanges d'eau et de pression avec l'aquifère superposé, implique un type d'*aquifère à nappe semi-captive* (fig. 15). Dans ce cas, les deux aquifères superposés constituent un *aquifère bicouche*, où toute action sur l'une des nappes d'eau souterraine (pompage ou pollution) a des répercussions sur l'autre. Un *aquifère multicouche* est formé de plusieurs formations perméables avec des intercalations d'assises semi-perméables (fig. 4). L'une des nappes d'eau souterraine de ces aquifères complexes ne pouvant donc être considérée comme une entité hydrogéologique, il est nécessaire pour la gestion, en qualité et en quantité, des ressources en eau d'étudier l'ensemble.

L'étude de la surface piézométrique des aquifères

La surface piézométrique des aquifères, à nappe libre ou captive, en est la caractéristique la plus importante. Toujours possible à établir par l'observation directe des ouvrages de captages et des sources, elle est à la base de l'étude globale de l'écoulement souterrain, de l'évaluation des réserves et ressources ainsi que des études sur modèles. Toute étude hydrogéologique, même sommaire, comporte donc l'établissement et l'analyse de cette surface. Elle présente deux caractéristiques : sa morphologie générale et ses fluctuations, ces dernières étant surtout importantes pour les nappes libres.

● *Morphologie de la surface piézométrique. Cartes piézométriques*. La morphologie de la surface piézométrique est étudiée à l'aide de cartes piézométriques et de coupes hydrogéologiques. De la même façon que l'on figure la topographie terrestre par des courbes d'égal niveau la surface piézométrique est représentée par des courbes d'égal niveau piézométrique, dites *courbes équipotentielles*. Les coupes hydrogéologiques sont des sections transversales verticales des aquifères. Elles permettent en particulier de figurer, lorsque ces sections sont perpendiculaires aux courbes équipotentielles, le profil piézométrique.

L'étude morphologique de la surface piézométrique permet de déterminer les caractères généraux de l'écoulement souterrain : zones d'alimentation et de drainage, directions de l'écoulement souterrain, vitesses et débits relatifs. En général, les cartes piézométriques sont dressées sur des cartes en courbes de niveau topographique. Ces documents permettent donc de déterminer la profondeur de l'eau par rapport à la surface du sol et, par conséquent, la profondeur et l'équipement des ouvrages de captage (le niveau des pompes en particulier).

L'exemple de l'aquifère multicouche des sables albiens, dans le bassin de Paris (fig. 17), illustre ce type d'études pour une nappe captive. Cet aquifère est bien défini hydrauliquement par la morphologie de sa surface piézométrique. L'écoulement général des eaux souterraines s'effectue des limites nord, est, sud et ouest vers un grand axe central de drainage E.-S.-E. - O.-N.-O. correspondant approximativement à la vallée de la Seine à l'aval de Paris, accentué dans la basse Seine. Cinq zones d'exutoire peuvent être identifiées : la région parisienne, la basse vallée de la Seine, la Manche entre la Seine et la Somme, la basse vallée de la Somme et le Val de Loire.

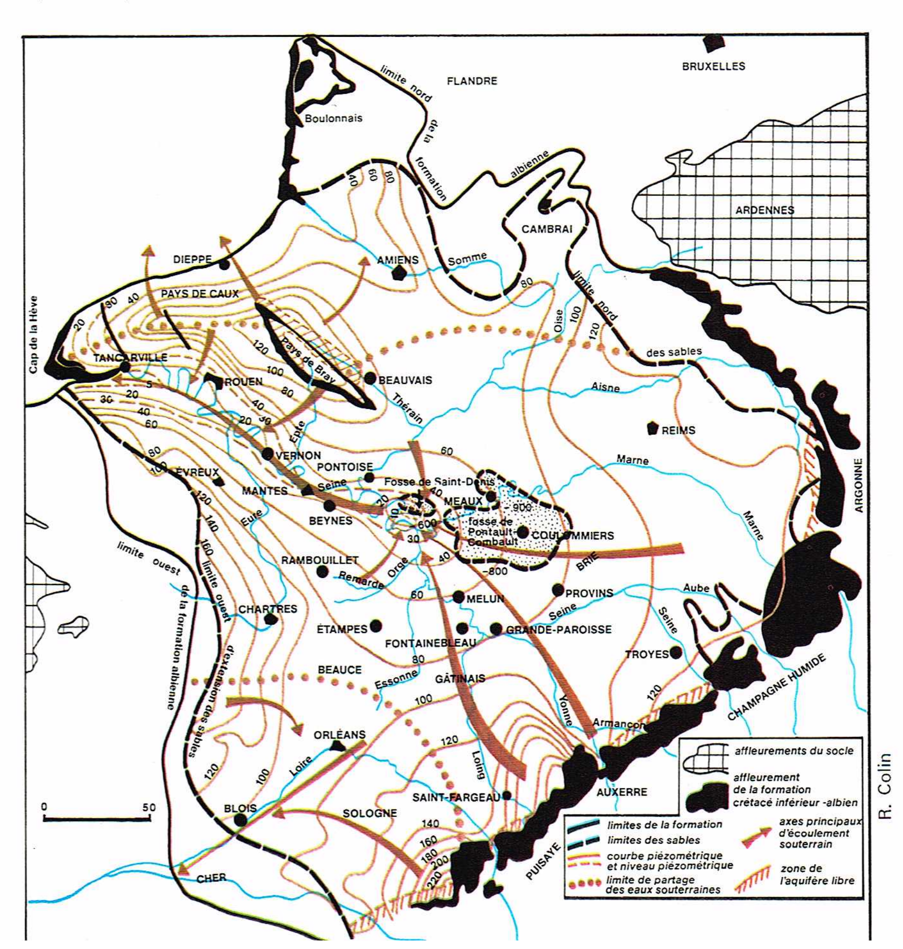
L'étude de la carte piézométrique permet de localiser trois grandes unités piézométriques caractérisant trois grandes zones hydrogéologiques, qui correspondent d'ailleurs aux grandes unités structurales.

— Une *zone hydrogéologique orientale* s'étend à l'est, dans l'Yonne en particulier, où les courbes équipotentielles traduisent une zone d'alimentation, avec un gradient hydraulique (pente de la nappe) régulier de 0,002 5 vers le nord jusqu'aux vallées de l'Yonne et de l'Armançon. Les niveaux piézométriques, de + 210 à Saint-Fargeau, s'abaissent à + 90 dans la haute vallée du Loing. Dans l'Aube, le gradient hydraulique est de 0,001 6 (de + 140 à + 90 d'est en ouest). Des affleurements orientaux à la région parisienne, les courbes équipotentielles montrent une nette convergence vers Provins, puis vers Paris. Cette morphologie générale prouve l'écoulement régulier des eaux souterraines dans les nappes profondes du bassin de Paris.

— Dans la *zone hydrogéologique centrale* de la région parisienne, déprimée par surexploitation, les courbes équipotentielles fermées indiquent une grande zone déprimée dans la surface piézométrique. Située sous Paris et sa banlieue Nord (de niveau piézométrique + 9), elle draine la quasi-totalité des eaux souterraines de la région parisienne et provoque, entre Mantes et Paris, un écoulement local de sens inverse (O.-E.) du drainage naturel. Correspondant aux secteurs où les forages sont les plus nombreux, cette dépression met en évidence la surexploitation locale des eaux souterraines. Au nord, la limite avec le bassin hydrogéologique de la Somme passe par Beauvais-Reims. Au sud, le bassin hydrogéologique de la Loire commence avec le secteur méridional de la Beauce, très proche de la Loire, 10 à 20 km au nord et au N.-E. d'Orléans.

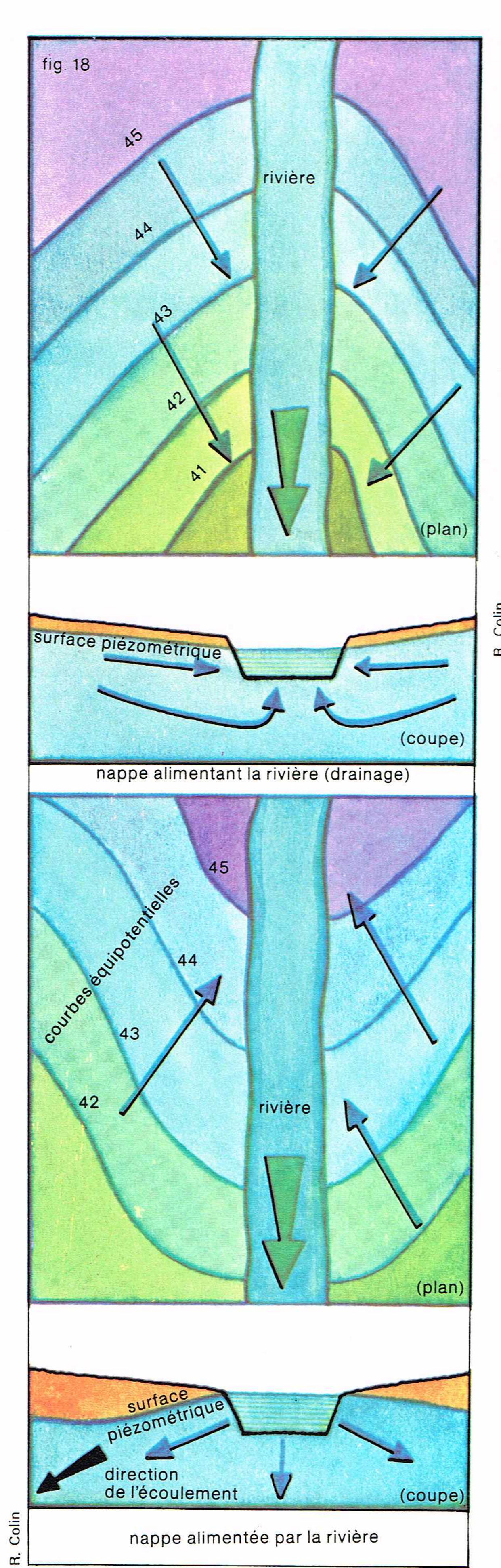
— La *zone hydrogéologique de drainage de la basse Seine*, à l'aval de Mantes, dont l'axe est marqué approximativement par le fleuve, est bien déterminée. Les niveaux piézométriques décroissent d'amont vers l'aval : on note + 30 à Mantes et + 5 à Tancarville. Ainsi, par un effet hydraulique, les prélèvements importants effectués dans la région parisienne ont interrompu les apports en provenance de la zone orientale. La basse Seine est donc alimentée uniquement par l'impluvium des affleurements du pays de Bray et de la zone périphérique méridionale. Une autre remarque s'impose. Le drainage important des aquifères libres de la première nappe par la Seine se répercute en profondeur, à plusieurs centaines de mètres, malgré la présence de formations imperméables. Ce fait souligne les intercommunications entre aquifères signalées précédemment.

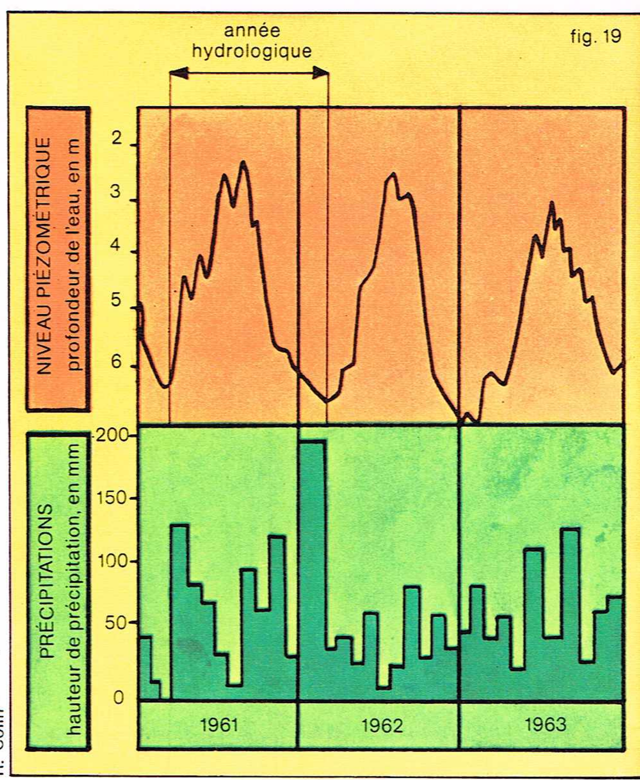
L'étude de cette surface piézométrique met en évidence les secteurs d'*alimentation* de l'aquifère par infiltration des eaux de surface. Dans les zones de bordure, en particulier au S.-E. en Puisaye et en Gâtinais, au sud et à l'ouest, des dômes piézométriques indiquent des zones importantes d'alimentation. Celles-ci ne coïncident pas nécessairement avec les affleurements albiens. C'est le cas pour le S.-O., où la formation albienne est recouverte d'une soixantaine de mètres d'assises semi-perméables. Cette alimentation, traduite par la piézométrie, a été confirmée par l'étude des radio-isotopes naturels. A l'ouest, une zone d'alimentation est marquée par le pays de Bray. L'étude détaillée de la surface piézométrique montre donc que l'alimentation de l'aquifère n'est pas associée systématiquement à l'infiltration sur les affleurements.



▼ ***Carte piézométrique de l'aquifère multicouche de l'Albien du bassin de Paris.***

▶ *A gauche, étude des* **relations nappe-rivière par analyse de la surface piézométrique.** *A droite,* **fluctuations de la surface piézométrique.** *En haut, courbe de variations du niveau piézométrique dans un piézomètre. Noter le cycle annuel, lequel est décalé dans le temps par rapport à l'année calendaire, d'où définition de l'année hydrologique. En bas, variations des hauteurs de précipitations montrant leur influence et les corrélations avec les fluctuations du niveau piézométrique.*





Un exemple d'utilisation plus restreinte est fourni par l'étude des relations entre les nappes et les rivières (fig. 18). Les cours d'eau présentent fréquemment des relations avec les nappes libres contenues dans leurs alluvions. La nappe peut soit alimenter la rivière (drainage), soit être alimentée par elle : dans le premier cas, le plus fréquent, les courbes équipotentielles marquent une inflexion vers l'amont (c'est le cas de la basse Seine) ; la disposition inverse caractérise l'alimentation.

● *Les fluctuations de la surface piézométrique.* Les études hydrogéologiques montrent des fluctuations de la surface piézométrique (fig. 19). Naturelles ou provoquées par l'action de l'homme, elles entraînent, dans les nappes libres, des modifications du volume de l'aquifère. Celles-ci sont utilisées dans l'étude des réserves en eau souterraine et dans le contrôle de l'exploitation afin d'éviter la surexploitation.

Il est possible de distinguer deux types de cycles de fluctuations naturelles, en relation essentiellement avec les cycles annuel et pluriannuel des précipitations. Le premier permet de définir l'*année hydrologique* correspondant au temps séparant deux minimums, et la hauteur de *fluctuation* délimitant une *zone de fluctuation* (fig. 20), égale à l'amplitude comprise entre les niveaux les plus bas et les plus élevés. Au second correspondent l'*année hydrologique moyenne* et la *hauteur annuelle moyenne de fluctuation.*

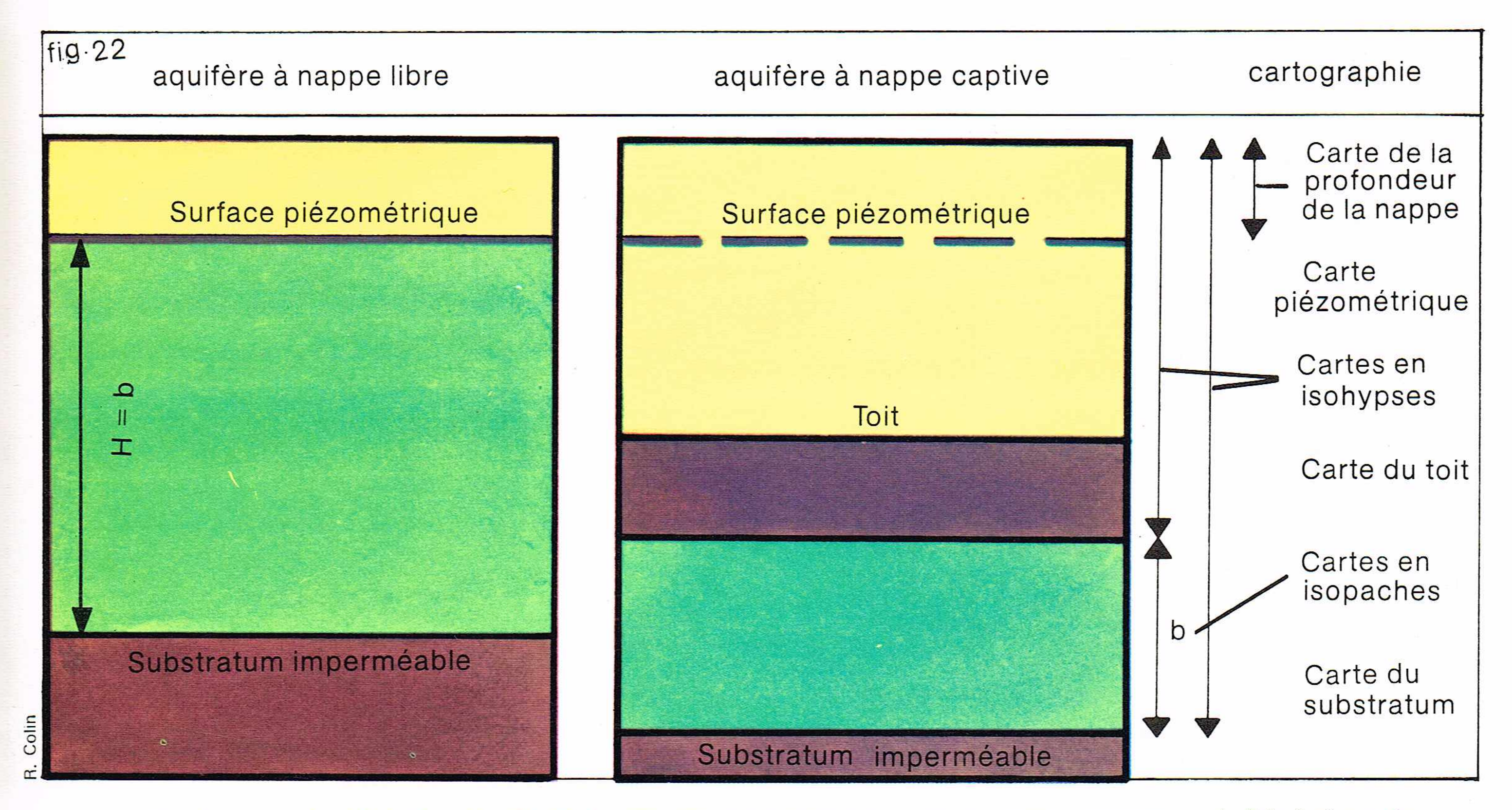
Des fluctuations sont provoquées par la surexploitation des eaux souterraines, celle-ci se manifestant le plus souvent par une baisse moyenne continue des niveaux piézométriques. C'est le cas des zones à potentiels industriel et démographique élevés. Ainsi, la surface piézométrique de l'Albien, si elle s'est peu modifiée au cours des cinq dernières années grâce aux mesures légales de protection, avait subi auparavant une baisse importante. Lors de l'exécution du forage de Grenelle, premier ouvrage profond exécuté à Paris en 1841, le niveau piézométrique atteignait + 120 ; sa cote était tombée à + 19 en 1965 dans un forage voisin, ce qui montre un abaissement de plus de 100 m en 124 ans (fig. 21).

Cette chute importante est générale, avec quelques variantes, à tout le centre du bassin.

Les dimensions et la géométrie des aquifères

Les dimensions des aquifères sont déterminées par deux types de limites, géologiques et hydrauliques.

Les limites géologiques, fixes, sont la base (ou substratum) imperméable et le toit des aquifères à nappe captive.



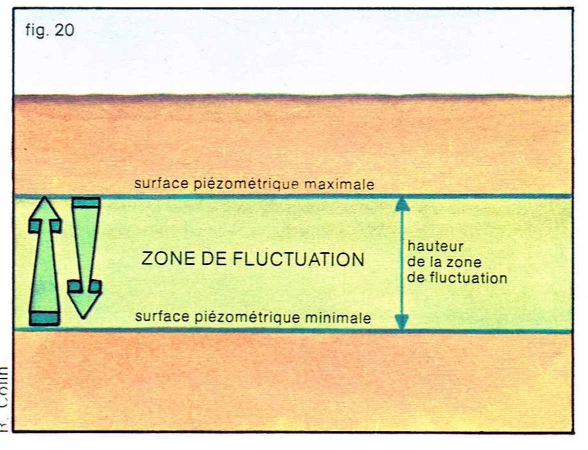
▲ ***Principales cartes des** surfaces limites des aquifères.*

Les limites hydrauliques occupent des positions variables dans le temps. La principale est la surface piézométrique des nappes libres. Les données géométriques, importantes pour le calcul des réserves et la détermination des conditions d'exploitation, sont nombreuses : la profondeur du substratum imperméable déterminant la profondeur maximale des ouvrages de captage; la profondeur de la surface piézométrique, indiquant la profondeur du niveau d'eau dans les puits (hauteur de refoulement des pompes), la puissance aquifère (épaisseur de la nappe), à l'origine de la production des captages et de la longueur des parties captantes ou crépines; la largeur et la longueur permettant de calculer leur surface.

Les données sur les limites des aquifères sont reportées sur des cartes de synthèse (fig. 22). Ces données sont habituellement exprimées en altitude : base et toit de l'aquifère, niveaux piézométriques. Il est donc possible d'établir des cartes d'égale altitude (cartes isohypses) de ces surfaces limites, les principales étant les cartes isohypses du substratum et du toit et la carte piézométrique. L'interprétation d'un couple de cartes permet de dessiner des cartes en courbes isopaches (d'égale épaisseur) directement utilisables pour le calcul du volume des aquifères. Tous ces documents constituent les *cartes des eaux souterraines*. La synthèse de toutes les données : lithologie, position des limites, emplacements des points d'eau, surface piézométrique, etc., est donnée par les *cartes hydrogéologiques*.

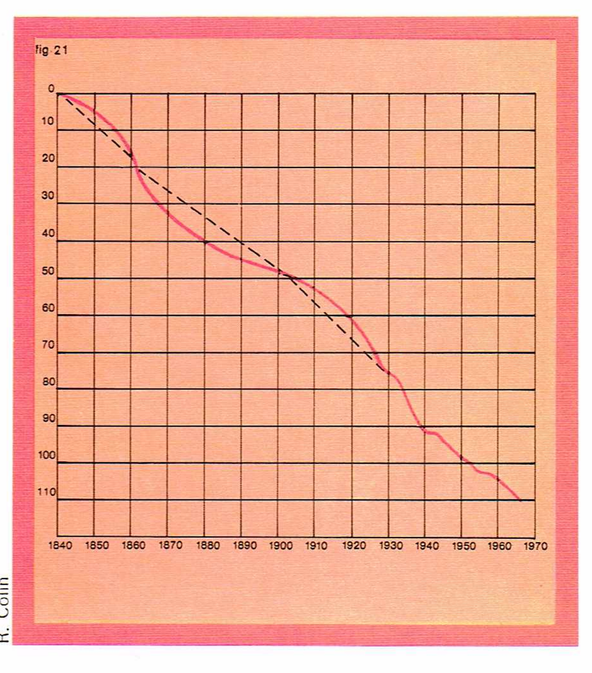
Conclusions

Les études entreprises montrent que la détermination des caractéristiques géométriques (épaisseur et surface) des aquifères permet de préciser leur localisation dans le sous-sol, de calculer leur volume et, par suite, la quantité d'eau exploitable (qualité et quantité) qu'ils renferment, appelée la réserve. Ces caractéristiques géométriques conditionnent également les caractéristiques techniques des ouvrages de captage. Leur détermination repose sur les études de géologie régionale. Elles exigent des prospections précises et détaillées du sous-sol qui font intervenir tous les moyens : études des affleurements, prospections géophysiques, forages. Les données obtenues servent à l'établissement de cartes thématiques : lithostratigraphie, faciès, égale altitude, égale épaisseur ou isopaches. L'inventaire des points d'eau (forages, puits, sources, etc.) aboutit à des cartes piézométriques. Enfin, la synthèse de toutes ces données permet l'établissement de cartes des eaux souterraines, dont le document le plus élaboré est la carte hydrogéologique.





◀ ***Détermination de la** zone de fluctuation.*



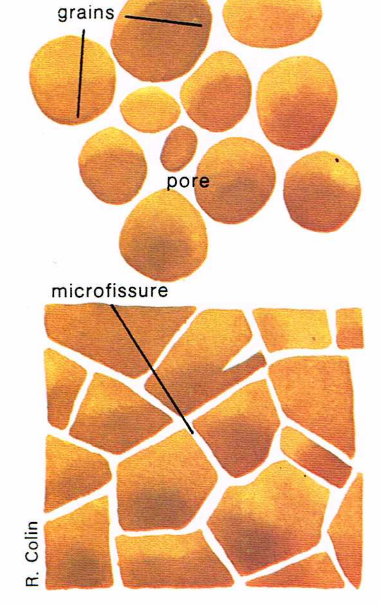
◀ ***Représentation graphique de l'**abaissement **de la surface piézométrique de l'aquifère multicouche** de l'Albien du bassin de Paris de 1841 à 1970.*

Tableau VII. Caractéristiques des vides des roches réservoirs.

Échelles	Types de vides		Types de milieu
microscopique	pores	intercristaux intergrains	continu
	microfissures	diaclases joints schistosité	
macroscopique (> 2,5 mm)		macrofissures chenaux cavités	discontinu

▲ Tableau VII : *caractéristiques des vides des roches réservoirs.*

▼ *Représentation schématique des différents types de vides.*



La roche réservoir et l'eau souterraine. Les paramètres hydrauliques

L'aquifère comporte deux phases principales indissociables : la roche réservoir et l'eau. Pour une meilleure compréhension du comportement de l'eau souterraine, leurs caractéristiques seront étudiées successivement. Une analyse globale permettra ensuite de définir les paramètres hydrauliques.

Les caractéristiques physiques de la roche réservoir — L'étude des vides

● *La morphologie, les dimensions et l'intercommunication des vides*

Les caractéristiques physiques de la roche réservoir concernent essentiellement la morphologie, les dimensions et l'intercommunication des vides dans lesquels est emmagasinée et circule l'eau souterraine. L'hydrogéologue distingue deux grands types de vides : les pores et les fissures (fig. 23 et tableau VII).

— Les *pores* sont des vides de forme plus ou moins sphérique, de petites dimensions (de l'ordre de 0,5 à 1 mm en général, et encore plus réduites pour les argiles avec 0,0001 à 0,002 mm), constitués entre les grains de la roche. L'ensemble constitue le *milieu poreux,* où les pores sont reliés entre eux, réalisant, selon leur diamètre moyen, des *tubes capillaires* (0,5 à 1 mm de diamètre) ou des *tubes subcapillaires* (0,001 à 0,5 mm de diamètre). Le milieu poreux est dit continu. Cette propriété de continuité est importante car elle est une des conditions de base de l'étude de l'écoulement des eaux souterraines, les lois de l'hydrodynamique n'étant applicables qu'à ce type de roche réservoir.

— Les *fissures* sont des fentes de forme allongée, plus ou moins étroites, d'origine essentiellement mécanique. Elles se classent en microfissures et en macrofissures. Les *microfissures,* d'une ouverture de l'ordre de quelques dixièmes de millimètre à quelques millimètres, sont les diaclases, les joints de stratification (lits minces entre les bancs), les mailles cristallines, les plans de schistosité, etc. Groupées en *réseaux de microfissures,* découpant régulièrement la roche réservoir, elles jouent un rôle hydrogéologique comparable à celui des pores constituant un *milieu fissuré continu.* Un exemple typique est la craie du bassin de Paris. Les *macrofissures,* d'une largeur supérieure à 2 mm, sont les zones de broyage, les failles, etc. Dans les roches solubles (roches carbonatées et gypseuses essentiellement) apparaissent des conduits, chenaux et cavités souterraines constituant les *réseaux karstiques.* L'étude hydrodynamique de ces formations géologiques est complexe, le milieu étant discontinu.

● *Classement hydrogéologique des roches réservoirs*

Les deux types de vides permettent de distinguer deux grandes catégories de roches du point de vue hydrogéologique : les roches meubles et les roches compactes (ce dernier type présente toutefois souvent des caractères mixtes).

— Les *roches meubles,* ou non consolidées, présentent uniquement des pores. Ce sont les graviers, graviers sableux, sables, sables argileux, argiles sableuses. Elles constituent la plupart des grands aquifères exploités.

— Les *roches compactes,* ou consolidées, où les fissures dominent, sont des calcaires, grès, basaltes, granites, etc. Ces roches peuvent renfermer des pores, dont le rôle n'est pas négligeable. C'est le cas, par exemple, des calcaires oolithiques, des grès, de la craie. Un exemple typique de ces *roches mixtes* est représenté par la craie, qui présente des pores et des fissures, ce qui explique ses bonnes propriétés aquifères. C'est l'aquifère principal de grandes zones hydrogéologiques du bassin de Paris (Sénonais, Champagne, Picardie-Normandie), du nord de la France, du S.-E. de la Belgique et du bassin de Londres.

Les roches compactes carbonatées, comme les calcaires, les calcaires dolomitiques et les dolomies, présentent à l'origine des fissures. Lorsque l'action chimique (dissolution des carbonates) et mécanique des eaux souterraines est importante, les fissures sont agrandies jusqu'à réaliser des chenaux et des cavités souterraines. C'est la *karstification,* qui donne naissance à des *réseaux karstiques.* Des exemples en sont fournis par les massifs calcaires des Causses, du Jura, du Vercors, de Grèce, d'Italie, de Floride, etc. Les massifs calcaires karstifiés constituent dans toutes les régions du globe, et plus particulièrement sur les rives de la Méditerranée, des aquifères constituant les principales ressources en eau.

Dans les roches compactes cristallines, volcaniques et métamorphiques, l'eau souterraine est surtout localisée dans les zones de discontinuités (fissures, failles, plans de schistosité) et dans les couches d'altération superficielles (les arènes en particulier).

En conclusion, les matériaux du sous-sol favorables à la formation d'aquifères sont les sables et les grès, les graviers et les alluvions, les roches carbonatées fissurées, les basaltes récents. Il en résulte que les propriétés aquifères des matériaux, constituant les formations géologiques, sont liées étroitement à la lithologie et à la géologie structurale, lesquelles constituent la base fondamentale de l'hydrogéologie.

● *L'étude des vides*

L'étude des vides, fondamentale pour la connaissance des caractéristiques physiques des roches réservoirs, est effectuée en laboratoire sur échantillons intacts et sur le terrain.

Les différentes études en laboratoire sur échantillons intacts, prélevés dans les formations géologiques par des techniques appropriées (affleurements, tranchées, galeries, puits et forages à carottage), sont les suivantes : la morphologie des vides (microscopes), l'analyse granulométrique, l'analyse structurale et les mesures de la porosité.

Sur le terrain, l'importance primordiale revient à la géologie structurale.

L'application de la géologie structurale en laboratoire et sur le terrain est essentielle pour les roches compactes, alors que l'analyse granulométrique est réservée aux roches meubles. Si la seconde est d'une utilisation courante en hydrogéologie, la première a vu par contre ses applications progresser au cours des dernières années ; elle est à la base de l'étude des vides dans les roches compactes fracturées.

— *L'analyse et les paramètres granulométriques.* L'analyse granulométrique a pour but l'étude de la nature pétrographique, de la forme, des dimensions et de l'arrangement des grains constituant les roches meubles. Elle permet de déterminer les paramètres granulométriques, qui constituent la base de l'étude des caractéristiques physiques des roches meubles, utilisées en hydrogéologie.

Le principe de l'*analyse granulométrique* est la séparation des grains de la roche en fractions (phases granulométriques) de diamètres déterminés. Une première donnée est donc la *classification granulométrique* des grains selon leur diamètre.

Parmi les nombreuses classifications granulométriques, la plus utilisée par les hydrogéologues est celle qui distingue quatre classes et cinq sous-classes granulométriques de la façon suivante :

Classes	Diamètres en mm
Cailloux, pierre, bloc	> 16
Gravier	16 à 2
Sables	2 à 0,05
Silts	0,05 à 0,005

Sous-classes	Diamètres en mm.
Sables très gros	2 à 1
Sables gros	1 à 0,5
Sables moyens	0,5 à 0,25
Sables fins	0,25 à 0,125
Sables très fins	0,125 à 0,05

L'échantillon à étudier est passé successivement sur des tamis à mailles normalisées, de plus en plus fines, afin de séparer les grains en fractions déterminées. La fraction de l'échantillon retenue sur chaque tamis représente un ensemble de grains dont les diamètres s'étalent dans l'intervalle des mailles du tamis précédent et de celui servant de récipient. Par exemple, si le premier tamis standard présente une maille de 5 mm et le second de 3,15 mm, la fraction granulométrique de sédiment retenue sur le 2e tamis est constituée de grains de diamètres compris entre 5 mm et 3,15 mm : ce *tamisat* sera coté 3,15 mm. Pour le troisième tamis à maille de 2 mm, le tamisat, coté 2 mm, représente la fraction granulométrique étalée entre 3,15 et 2 mm. La fraction recueillie sur chaque tamis est pesée, et l'on calcule son poids en pourcentage du poids total de l'échantillon analysé.

Les résultats de l'analyse granulométrique (poids de sédiment exprimé en pourcentage) sont portés sur un graphique, avec en abscisses logarithmiques les diamètres des grains en millimètres (maille des tamis), et en ordonnées arithmétiques les poids cumulés en pourcentage (un graphique de ce type est dit semi-logarithmique). On obtient aussi la *courbe granulométrique cumulative* utilisée par les hydrogéologues et les géotechniciens (fig. 24).

L'interprétation de cette courbe permet de placer le sédiment dans une classe granulométrique, de déterminer le type de granulométrie et de calculer ses paramètres granulométriques. La position de la courbe dans l'ensemble du graphique, par la détermination de la classe granulométrique, précise la nature lithologique du sédiment : gravier, sable et gravier, sable gros ou fin, etc. La pente de la droite donne le type de granulométrie. Si la courbe est voisine de la verticale, les grains sont sensiblement de même diamètre et la granulométrie est dite uniforme; dans le cas contraire, elle est variée. La courbe granulométrique permet de calculer les paramètres granulométriques principaux, le diamètre caractéristique et le coefficient d'uniformité.

Le *diamètre caractéristique* est le diamètre des grains, en millimètres, en abscisses, correspondant à une valeur en pourcentage arbitrairement choisie en ordonnées. Il est désigné par le symbole d_x. Nous retiendrons le *diamètre efficace*, d_{10}, déterminé par l'abscisse correspondant sur la courbe à l'ordonnée 10 % (fig. 24). Il est considéré en hydrologie comme le diamètre moyen, caractérisant le milieu poreux

Le *coefficient d'uniformité*, U, est égal au rapport des diamètres caractéristiques d_{10} et d_{60} ($U = d_{60}/d_{10}$). La granulométrie est dite uniforme lorsque U est inférieur à 2, et variée lorsque U est supérieur à 2. Les paramètres granulométriques présentent l'intérêt de donner des valeurs numériques aux caractéristiques granulométriques. Les données granulométriques sont importantes pour l'expression des caractéristiques physiques des roches meubles en relation soit avec l'écoulement des eaux souterraines, soit avec la réalisation technique des parties filtrantes des ouvrages de captages (crépines et massifs de gravier).

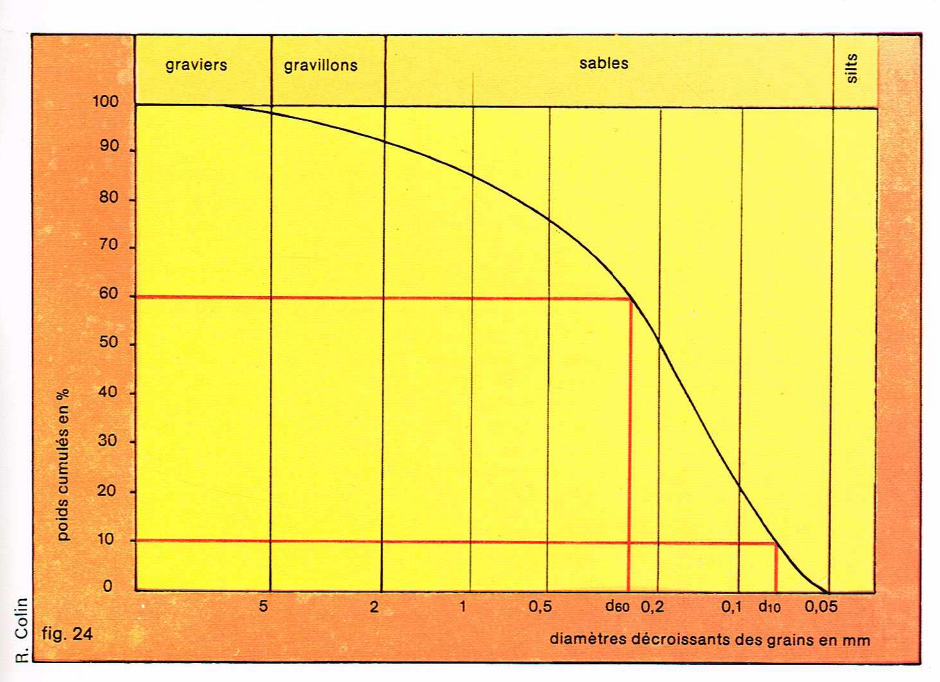
La forme des grains, déterminée au microscope, peut être cubique ou sphérique (gravier, sable), en plaquettes (argiles) et plus rarement, en bâtonnets ou en aiguilles.

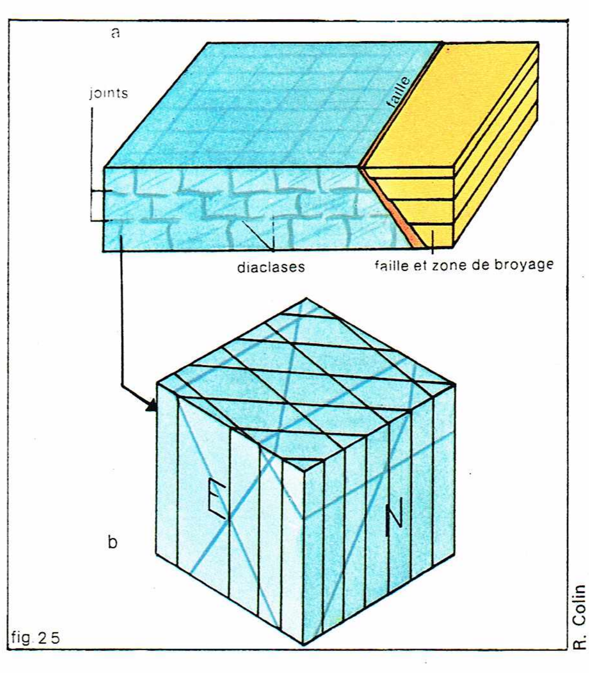
— Les *études de géologie structurale*. La géologie structurale, et en particulier l'analyse structurale, bien développée dans les travaux et recherches en tectonique, appliquée à l'hydrogéologie, en laboratoire sur échantillon et sur le terrain, permet une étude plus précise de la fissuration et de ses relations avec l'écoulement souterrain, lequel s'effectue en général selon des directions de fissures privilégiées.

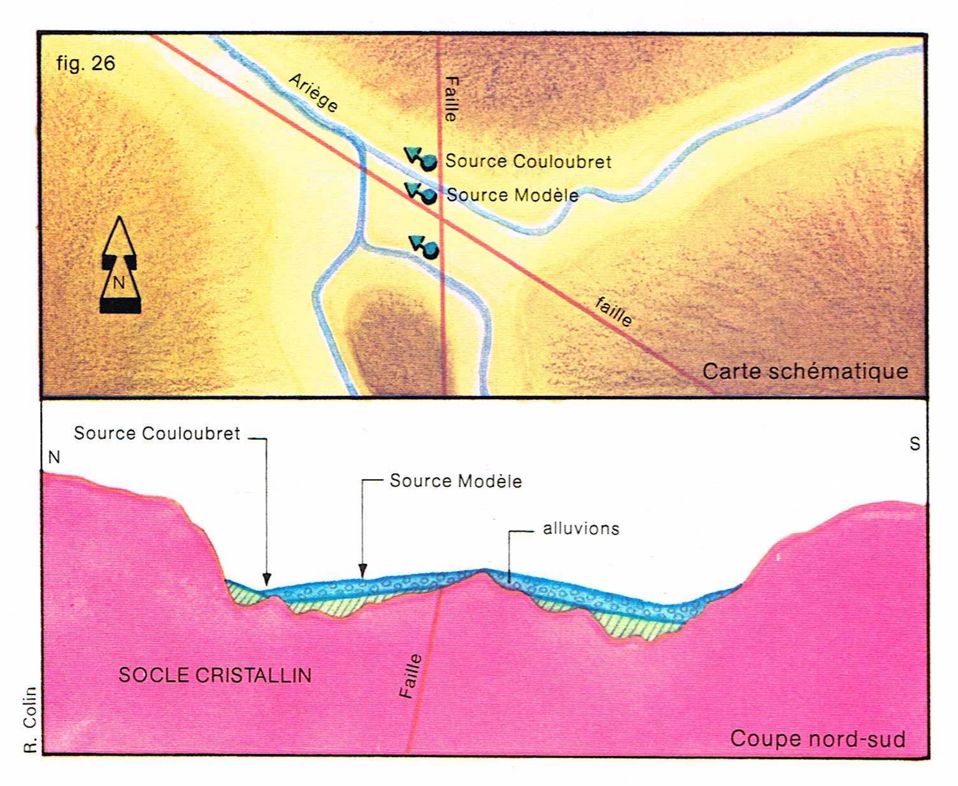
Par exemple, une étude de la fissuration de la craie du bassin de la Vanne (est de Paris), en particulier des diaclases en affleurement et dans les ouvrages souterrains (galeries de captage, puits, cavités karstiques), a mis en évidence deux réseaux d'âges différents (fig. 25). L'un, de diaclases verticales dont le grand axe correspond au pendage moyen, n'entraîne pas de venues d'eau. L'autre, de diaclases obliques, joue un rôle préférentiel dans la circulation des eaux souterraines; ainsi, les galeries de captage perpendiculaires à ce réseau sont les plus productives. Dans la craie, la disparition ou l'oblitération des fissures en profondeur crée un substratum réel aux limites imprécises, indépendant des formations imperméables. Des études effectuées dans le nord de la France par des pompages d'essai à différentes profondeurs, lors du creusement de puits de mine, ont montré qu'au-dessous de 40-50 m la craie était improductive. Près de Rouen, des galeries creusées à 150 m de profondeur, sous la vallée de la Seine, n'ont rencontré que de faibles venues d'eau isolées. En général, le développement de la fissuration dans la craie du bassin de Paris, faible sous les plateaux, s'intensifie à l'aplomb et au voisinage des vallées. Ces études permettent d'implanter avec des chances de succès accrues les ouvrages de captage.

Des études analogues, exécutées récemment dans les massifs calcaires de la région montpelliéraine, ont également donné des résultats encourageants. Une analyse fine de la fracturation sur photographies aériennes, puis l'analyse structurale sur le terrain et quelques stations de forage permettent de mettre en évidence des familles de fractures statistiquement prépondérantes, liées aux

▼ ***A droite, schémas montrant la* fissuration de la craie dans le bassin de la Vanne *(est de Paris)*; *en haut,* a, *fissuration à l'échelle du massif (diaclases, joints, faille)*; *en bas,* b, *mise en évidence de deux réseaux de diaclases, verticales et obliques (seules ces dernières sont aquifères). A gauche,* courbe granulométrique cumulative : *elle montre que le sédiment est un sable grossier à granulométrie variée, elle permet de calculer le diamètre efficace* d_{10} *et le diamètre* d_{60}.**

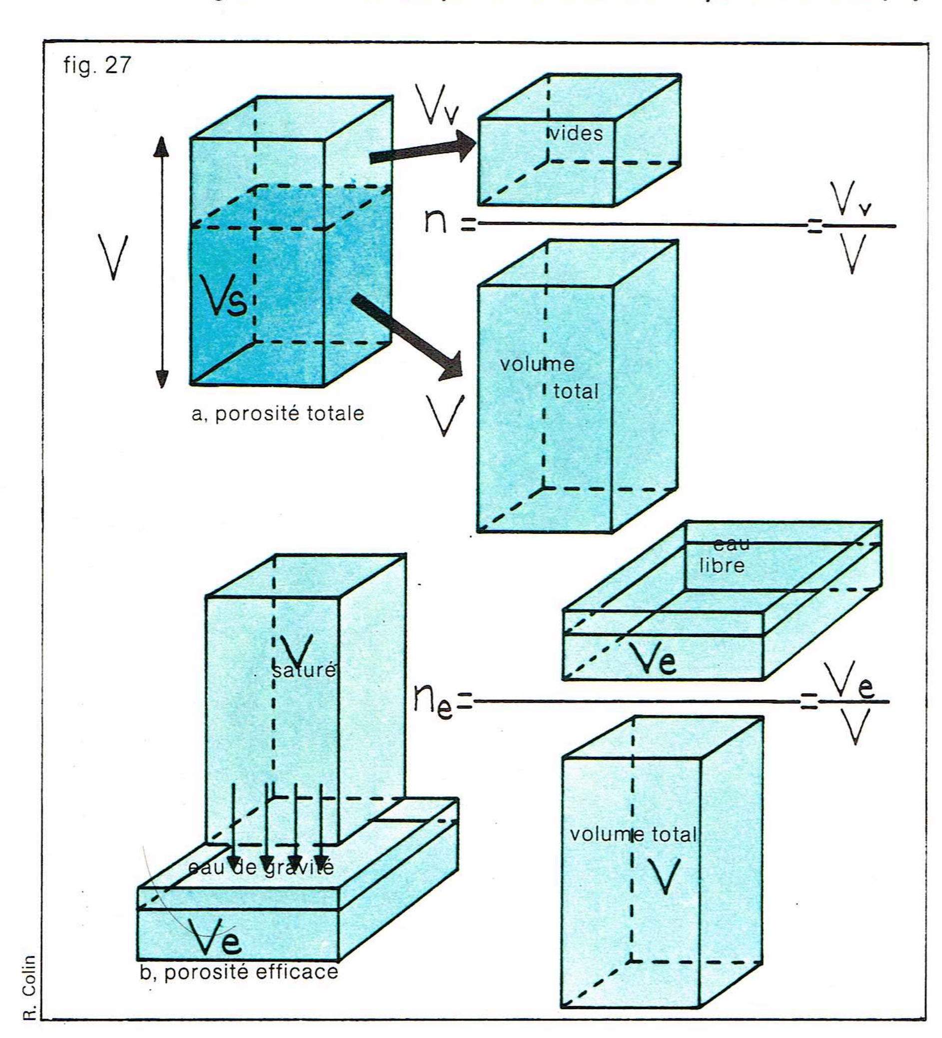






▲ **Aire d'émergences hydrominérales d'Ax-les-Thermes** ***(Ariège). Les sources thermominérales s'alignent selon la faille nord-sud, la plus récente; les zones hydrogéologiques les plus favorables se situent à l'intersection des fractures.***

▼ **Porosité totale et porosité efficace :** ***par égouttage, le volume d'eau gravitaire*** V_e ***recueilli permet de déterminer la porosité efficace,*** n_e.



phases tectoniques de contrainte. Le karst s'est développé dans trois directions principales de fractures en relation avec trois phases tectoniques : deux phases de compression séparées par une phase de distension. Ensuite, l'étude des topographies des cavités souterraines et des directions de fractures, favorisant leur développement, a permis de préciser les directions préférentielles des écoulements souterrains anciens et actuels dans le karst.

Il a été possible de distinguer deux types de karst, d'âge, de degré d'activité et de direction différents : un karst fossile aligné selon la direction des failles normales liées à la phase de distension, et un karst actif développé sur les décrochements, en relation avec la phase de compression plus récente. De même, l'étude hydrogéologique des gîtes de sources d'eaux thermominérales (aires d'émergences hydrominérales) dans les massifs anciens français (Vosges, Massif central et Pyrénées) a mis en évidence le rôle primordial de la fracturation dans la localisation des sources. Ainsi, dans l'aire d'émergences hydrominérales d'Ax-les-Thermes (Ariège), deux grandes fractures de directions orthogonales, l'une N.-S., l'autre N.-N.-O - S.-S.-E affectant le socle granitique, ont été mises en évidence (fig. 26). Les sources s'alignent sur la fracture subméridienne la plus récente. Les zones hydrogéologiques les plus favorables se situent à l'intersection des fractures. De tels exemples pourraient être multipliés.

L'histoire géologique joue également un rôle parfois important. De nombreux exemples sont cités dans les zones hydrogéologiques de la craie du bassin de Paris, et des massifs calcaires karstiques. Une longue période d'érosion accompagnée souvent d'altération, postérieure aux dépôts plus anciens, favorise l'ouverture des fissures. Cette action augmente les propriétés aquifères de la formation géologique. C'est ainsi que dans le Gâtinais, les dépôts tertiaires, très développés, ont été précédés d'une altération profonde du soubassement crayeux, accentuée au cours du Quaternaire avec le creusement des vallées actuelles. Il en résulte que dans cette région la craie est particulièrement aquifère. Inversement, le recouvrement de la craie, directement par des formations plus récentes et notamment par les argiles à silex, réduit fortement la fissuration.

● *Les paramètres des vides. La porosité totale*

Le développement des vides, dans une roche réservoir, est exprimé par trois principaux paramètres : la porosité totale, l'indice des vides et la surface spécifique.

— La *porosité totale,* ou porosité, *n,* est la propriété d'un matériau de comporter des vides, interconnectés ou non. Elle est égale au rapport, exprimé en pourcentage, du volume des vides V_v, au *volume total* V de l'échantillon (fig. 27) :

$$n = \frac{\text{volume des vides}}{\text{volume total}} = \frac{V_v}{V} \ (\%).$$

Certains hydrogéologues distinguent la *porosité d'interstices,* due à l'existence de pores interconnectés, et la *porosité de fissures* des roches compactes fracturées. La *porosité close,* due à des pores ne communiquant pas entre eux, s'oppose à la *porosité ouverte* permettant la circulation de l'eau.

— L'*indice des vides, e,* est le rapport, exprimé en pourcentage, du volume des vides V_v, au volume des grains ou du solide, V_s :

$$e = \frac{\text{volume des vides}}{\text{volume du solide}} = \frac{V_v}{V_s} \ (\%).$$

— La *surface spécifique* des grains est la surface totale des grains rapportée à l'unité de volume : elle s'exprime donc en cm^2/cm^3 ou en m^2/m^3. Un exemple permettra de préciser ce paramètre. Soit un cube de 1 cm d'arête (volume de 1 cm^3) ; sa surface totale est de 6 cm^2 et sa surface spécifique de 6 cm^2/cm^3 ; si l'on divise ce volume en cubes d'arêtes de 0,1 cm, on obtient 1 000 petits cubes de 0,1 cm d'arête et d'une surface de 0,06 cm^2. La surface totale des 1 000 cubes, contenus dans un cm^3, sera de 60 cm^2 et la surface spécifique de 60 cm^2/cm^3. Avec des cubes de 0,01 cm d'arête, elle atteindrait 600 cm^2/cm^3. La surface spécifique des grains augmente donc en fonction inverse de leur diamètre. Pour des argiles, elle atteint de 400 à 700 cm^2/cm^3.

Les facteurs de ces paramètres seront étudiés avec la porosité efficace.



◀ *Les eaux souterraines sont en mouvement dans toutes les zones du sol et du sous-sol : ici, une source dans la vallée de la Névache.*

Binois - Pitch

Les types d'eaux souterraines et leurs caractéristiques

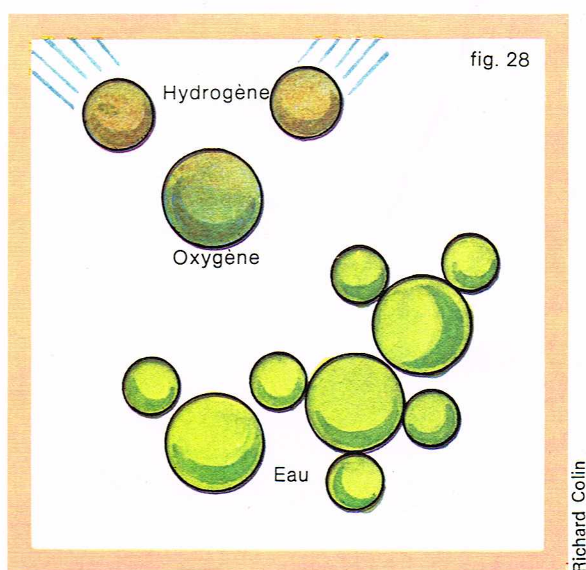
● *Définitions : eau gravitaire et eau de rétention*

En prélevant un échantillon dans un aquifère, et en recueillant par égouttage (drainage naturel) un volume d'eau déterminé (fig. 27), on obtient une eau libérée de l'aquifère sous l'action de la gravité : c'est l'*eau gravitaire*. L'échantillon, ne mouillant plus, est dit sec. Placé dans une centrifugeuse il libère pourtant un volume d'eau qui est fonction de la force centrifuge, donc de la vitesse de rotation de l'appareil (jusqu'à 50 000 tours par minute). C'est l'*eau de rétention,* retenue, *adsorbée* par la trame solide de l'aquifère (surface des grains, parois des microfissures). Les forces qui agissent, plus élevées que l'accélération de la gravité, relèvent de l'attraction moléculaire (1 000 à 100 000 bars). L'effet de la centrifugation est d'obtenir des forces d'attraction de cet ordre de grandeur (tableau IX).

Au lieu d'utiliser l'action de la gravité pour extraire l'eau gravitaire par drainage, il est possible de l'évaporer par chauffage dans une étuve à température constante de 108 °C, jusqu'à poids constant, en général pendant 24 heures.

Ainsi, un échantillon prétendu sec, c'est-à-dire ne libérant plus d'eau par écoulement naturel, est constitué de trois phases : la matière minérale (trame solide ou squelette), l'eau de rétention et l'air. La trame solide et l'eau de rétention constituent un *complexe solide unique*.

— *Eau de rétention*. Les caractéristiques de l'eau de rétention sont dues aux propriétés particulières de la structure moléculaire de l'eau (fig. 28). La molécule d'eau, de modèle triangulaire avec des ions H chargés positivement et des ions O négatifs, se comporte comme un *dipôle* doté d'un moment électrique permanent. Cette propriété explique l'existence de forces électromoléculaires, ou d'attraction moléculaire, de quelques milliers de bars. Ces forces agissent entre les molécules d'eau d'une part, et entre celles-ci et les particules du sol chargées électriquement d'autre part. Les molécules, fortement liées entre elles, constituent des chaînes ou des particules (fig. 28). La formule moléculaire de l'eau est donc complexe, du type $(H_2O)_n$, avec $n = 2,3,4,...$, $n = 2$ étant le plus fréquent.



Richard Colin

◀ **Figure 28 : structure de la molécule d'eau.** *En haut, la molécule d'eau; en bas, une chaîne de trois molécules formant une particule.*

▼ **Tableau IX :** *les grands types d'eau souterraine.*

Tableau IX. Grands types d'eau souterraine

	Types d'eau souterraine	Extraction	
		moyens	forces mises en jeu
eau disponible	eau gravitaire	gravité dessiccation (108 °C)	gravité chaleur
eau non disponible	eau de rétention	centrifugeuse calcination	attraction moléculaire

Dans le milieu poreux il existe un champ électrique naturel provoquant une polarisation de la surface des grains, lesquels attirent les dipôles. Il se constitue ainsi, à la surface des grains, une pellicule continue d'eau adsorbée, d'une épaisseur de quelques dixièmes de micron. Ces faits expliquent les propriétés physiques de l'eau de rétention : une densité élevée variant de 1,25 à 1,70 et une forte viscosité voisine de celle de la glycérine. Le volume d'eau de rétention dépend essentiellement de la taille des grains : représentant de 40 à 45 % du volume total pour les argiles constituées de grains très fins, il n'est plus que de 3 à 10 % pour les sables.

— *Eau gravitaire*. L'eau gravitaire peut se déplacer sous l'action des forces de gravité, donc des différences de pression. Elle seule contribue, pratiquement, à l'écoulement des eaux souterraines dans les aquifères ainsi que vers les sources et les ouvrages de captage. La libération de l'eau de gravité d'un aquifère est un phénomène complexe. Des expériences récentes ont montré que le volume d'eau drainé était fonction du temps de drainage. Il faut plusieurs mois pour extraire la totalité de l'eau de gravité d'un échantillon. Le volume d'eau de gravité contenu dans une roche réservoir croît en fonction des paramètres caractéristiques des vides : la porosité totale et le diamètre efficace.

— *Eau capillaire*. Mention doit être faite d'un type particulier, l'eau capillaire, qui occupe une partie des vides en milieu non saturé, c'est-à-dire comprenant trois phases, solide, eau et air. Elle obéit aux lois de la capillarité dues à l'action des forces interstitielles (tension supercielle), de l'ordre de 104 bars. Elle est à rattacher à l'eau de rétention.

Les paramètres hydrauliques caractéristiques de l'eau contenue dans les aquifères. La porosité efficace et l'emmagasinement

Après avoir étudié, successivement, les propriétés de la roche réservoir et de l'eau souterraine, il est nécessaire de considérer le complexe solide-eau. Ce complexe est caractérisé par cinq principaux paramètres déterminés, soit en laboratoire, la *porosité efficace* (n_e), la capacité de rétention (n_r) et le coefficient de saturation (S_r), soit sur le terrain, le *coefficient d'emmagasinement* (S) et l'emmagasinement spécifique (S_s).

— La *porosité efficace* (n_e) est le rapport du volume d'eau gravitaire (V_e) qu'un milieu poreux peut contenir en état de saturation puis libérer sous l'effet d'un drainage complet d'une part, à son volume total (V) d'autre part (fig. 27). Elle s'exprime en pourcentage :

$$n_e = \frac{\text{volume d'eau gravitaire}}{\text{volume total}} = \frac{V_e}{V} \quad (\%).$$

La porosité efficace est déterminée par les dimensions, l'arrangement et la surface spécifique des grains constituant les roches meubles.

Si le diamètre des grains joue un rôle essentiel, souligné par le tableau X (les valeurs décroissent comme le diamètre), les dimensions respectives (proportion des petits grains) ont leur importance. En effet, les éléments fins, entraînés par l'écoulement de l'eau, viennent combler les pores ménagés entre les gros grains et diminuent ainsi le volume des vides. La porosité efficace d'un mélange de sable et de gravier est inférieure à celle de chacun de ces matériaux purs. Les deux paramètres granulométriques à considérer sont le diamètre efficace et le coefficient d'uniformité.

L'arrangement des grains caractérise leurs positions dans l'espace. Or, suivant l'arrangement, la porosité totale varie, pour une granulométrie identique, de 26 à 48 %. Cette constatation est importante. Elle explique — l'arrangement le plus favorable étant le moins stable — les erreurs de mesure provenant des prélèvements et des transports d'échantillons ainsi que la diminution de la porosité avec la profondeur (influence des tassements de terrains).

La surface spécifique des grains joue un grand rôle, par la production d'eau de rétention qui diminue le volume des vides, donc de l'eau gravitaire. Nous avons montré, en effet, que l'eau de rétention se fixait à la surface des grains. Cette surface augmente lorsque la granulométrie devient plus fine. La porosité efficace décroît donc en fonction de la surface spécifique. A titre d'ordre de grandeur, la surface des grains de 0,147 mm de diamètre contenus dans 1 m^3 couvrirait une surface de 32 ha.

— La *capacité spécifique* (n_r) est le rapport du volume maximal d'eau de rétention (V_r) que peut contenir un milieu poreux à son volume total (V). Elle s'exprime en pourcentage :

$$n_r = \frac{\text{volume de l'eau de rétention}}{\text{volume total}} = \frac{V_r}{V} \quad (\%).$$

C'est le terme complémentaire de la porosité efficace, la porosité totale étant égale à la somme de deux paramètres :

$$n = n_e + n_r.$$

— Le *coefficient de saturation* (S_r) est le rapport du volume d'eau contenu dans le milieu poreux à sa porosité. Il varie de 0 à 100 (tableau XI).

— Le *coefficient d'emmagasinement* (S) et l'*emmagasinement spécifique* (S_s) caractérisent la propriété de l'aquifère d'emmagasiner ou de libérer, sous l'action des variations de pression, l'eau qu'il renferme. Ils sont obtenus sur le terrain, essentiellement par des pompages d'essais. Les causes de l'emmagasinement ou de la libération de l'eau dans les aquifères à nappe captive sont les phénomènes de compression ou de décompression, en relation avec les propriétés mécaniques (coefficient de compressibilité) de l'eau et du solide. Dans les aquifères à nappe

▼ *A gauche,* **tableau X :** ***porosité efficace de quelques matériaux, en %;*** *à droite,* **tableau XI :** ***valeurs du coefficient de saturation pour un sable, exprimées en %.***

Tableau X.

Porosité efficace de quelques matériaux, en %

Types de matériaux	n_e	Types de matériaux	n_e
gravier grossier	25	alluvions	5 à 10
gravier moyen	22	alluvions du Rhin	8 à 10
gravier fin	20	silt	2
gravier sableux	18	argile	1
sable grossier	20	vases récentes	0,1
sable moyen	15	calcaire fissuré	2 à 10
sable fin	10	craie	2 à 5
sable argileux	5	grès	2 à 15
sable de dune	25	basalte fracturé	8

Tableau XI.

Valeurs du coefficient de saturation pour un sable, exprimées en %

Dénominations	S_r
sable sec	0
sable légèrement humide	1 à 25
sable humide	25 à 50
sable mouillé	50 à 75
sable détrempé	75 à 100
sable saturé	100

libre, le mécanisme est complètement différent : seule la gravité agit.

Le *coefficient d'emmagasinement* (S) est le rapport du volume d'eau libérée ou emmagasinée par unité de surface d'une part, à la variation de charge hydraulique (niveau piézométrique) correspondante d'autre part. Pour l'aquifère à nappe libre, il équivaut en pratique à la porosité efficace.

— L'*emmagasinement spécifique* (S_s) est le volume d'eau libérée ou emmagasinée par unité de volume et par unité de charge hydraulique correspondante. Les valeurs du coefficient d'emmagasinement pour les aquifères à nappe captive sont très faibles : de 10^{-3} à 10^{-6}. Dans les nappes libres, égalant la porosité efficace, il est 100 à 1 000 fois plus grand. L'exemple de l'aquifère multicouche de l'Albien du bassin de Paris, avec pour la partie captive S = 0,004 et n_e = S = 0,2, pour le secteur libre, montre la différence des phénomènes de libération de l'eau.

La zonalité sol-eau souterraine

L'étude du premier aquifère, sous la surface du sol, montre la présence de deux zones de répartition de l'eau souterraine : de haut en bas, la zone non saturée et la zone saturée, séparées par la *surface de la nappe* qui ne doit pas être confondue avec la surface piézométrique, ou surface libre (fig. 29).

— La *zone saturée*, avec le complexe solide-eau, renferme la nappe d'eau souterraine. Si les deux types, l'eau de rétention et l'eau gravitaire, y sont présents, c'est toutefois le domaine de l'eau gravitaire. Tous les vides sont remplis d'eau. Le coefficient de saturation est égal à 100 % et l'humidité atteint sa valeur maximale. La surface supérieure de cette zone est la surface de la nappe.

— La *zone non saturée* est caractérisée par la présence du complexe solide-eau-air. Elle renferme essentiellement l'eau de rétention et l'eau capillaire. La quantité d'eau gravitaire est très faible, sinon nulle. En fonction des valeurs du coefficient de saturation et de l'humidité, qui, sommairement, décroissent vers le haut, elle est subdivisée, de haut en bas, en trois sous-zones : d'évapotranspiration, de transition et frange capillaire. Cette dernière est alimentée par les eaux de la zone saturée, montant par capillarité (ascension capillaire). Il faut remarquer que, si la surface de la nappe, notion théorique, correspond bien au sommet de la zone où les vides sont saturés (c'est-à-dire incluant une partie de la frange capillaire), par contre, la surface piézométrique, mesurée dans les ouvrages et sources, se place en dessous de la limite supérieure de la zone saturée.

L'eau souterraine, agent géodynamique et hydrogéochimique

Les eaux souterraines sont en mouvement dans toutes les zones du sol et du sous-sol. Cependant, les vitesses d'écoulement sont très variables suivant la profondeur : de quelques kilomètres à quelques millimètres par an. L'étude de cet écoulement souterrain, caractérisé en un point donné par sa direction, sa vitesse et son débit, est basée sur l'*hydrodynamique souterraine*.

Par son pouvoir de dissoudre ou de mettre en suspension les substances minérales, l'eau souterraine en mouvement est un agent de transport, donc d'échanges, entre la surface du sol et toute l'étendue du domaine souterrain et *vice versa*. D'où son rôle important et souvent méconnu dans la pollution. Cette action est étudiée par l'*hydrogéochimie*.

Au cours de son parcours souterrain (alimentation par l'eau de surface — infiltration — aquifère — émergences — eau de surface) et selon une durée plus ou moins longue (de quelques années à quelques dizaines de millénaires), le véhicule eau joue deux rôles, géodynamique et hydrogéochimique.

— L'eau souterraine est un *agent géodynamique* par l'écoulement souterrain, par son action mécanique, la corrosion des roches carbonatées par exemple, et, à un moindre degré, par le transport des matières en suspension. Elle assure également les transferts de chaleur.

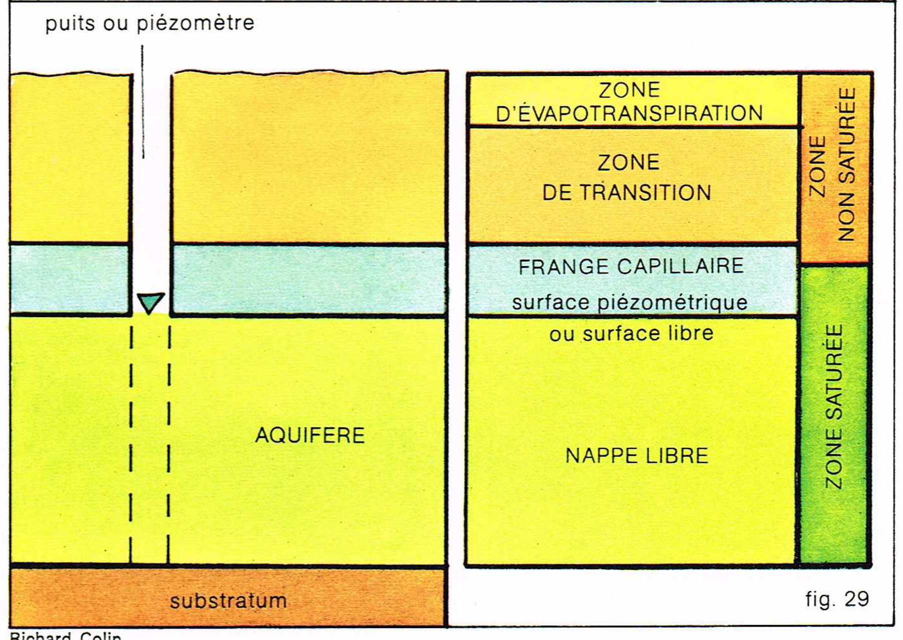
— L'eau souterraine est aussi un puissant *agent hydrogéochimique* par son pouvoir dissolvant ; elle assure de ce fait le transport et les échanges des substances minérales.



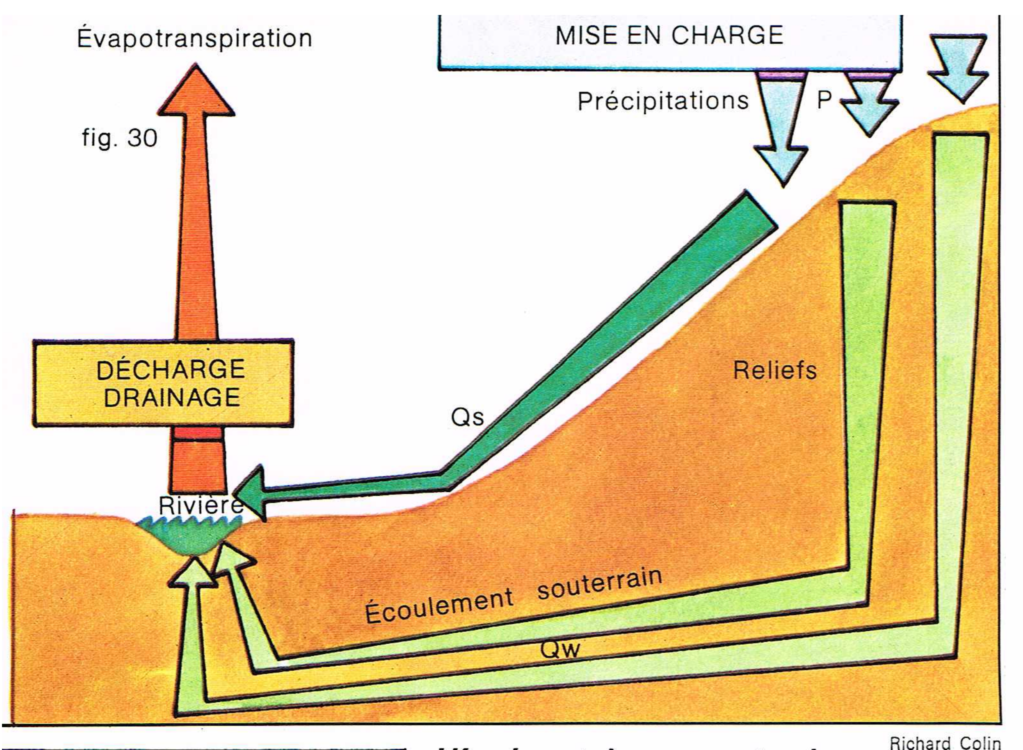
S. Ferri - Ricchi

▲ *Au cours de son parcours souterrain, le véhicule eau joue deux rôles, géodynamique et hydrogéochimique. Ici, dans la grotte de Neptune, près de Capo Caccia (Sardaigne), la couleur vert glauque des parois, des concrétions et du fond est due à la présence de multiples Cyanophycées.*

▼ **Figure 29 : zonalité sol-eau souterraine.** *Remarquer que la limite entre la zone saturée et la zone non saturée est située au-dessus de la surface piézométrique, laquelle est également la surface libre.*



Richard Colin



Richard Colin

fig. 31

Q

niveau constant

charge d'eau constante

H

colonne de sable

e

K

$Q = KA\frac{H}{e}$

Q

section totale A

Richard Colin

▲ ***En haut,* figure 30 : schéma général de l'écoulement souterrain.** *Sous l'action de la gravité, les eaux souterraines s'écoulent des reliefs vers les dépressions et vallées où le drainage et l'évapotranspiration intenses créent une zone de décharge.* ***Ci-dessus,* figure 31 :** *noter que, dans ce schéma de l'appareillage utilisé pour l'établissement de la loi de Darcy, les calculs sont rapportés à la section totale A.*

L'écoulement des eaux souterraines, hydrodynamique souterraine, perméabilité et vitesses d'écoulement

Schéma général de l'écoulement souterrain

Les hydrogéologues ont mis au point, au cours des vingt dernières années, le schéma général de l'écoulement des eaux souterraines (fig. 30). Celles-ci, alimentées par l'infiltration de l'eau des précipitations sur les reliefs, s'écoulent vers les vallées. La charge motrice est ainsi constituée par les élévations topographiques. De ces points, l'eau pénètre subverticalement dans le sous-sol, formant une branche descendante. Elle s'écoule ensuite avec une faible pente, traduite par la surface piézométrique, vers les points bas. Dans le fond des vallées, le drainage des cours d'eau et les pertes par évapotranspiration constituent des zones de décharge, formant la branche ascendante. Entre les reliefs et les vallées, une alimentation des eaux souterraines s'effectue par infiltration des eaux de surface. En général, ce schéma est plus complexe, surtout dans les grands bassins sédimentaires. Quoi qu'il en soit, il est possible de faire une première observation : *les eaux souterraines sont toujours en mouvement quelle que soit la nature lithologique et la profondeur des formations géologiques.* On note uniquement des variations importantes de la vitesse d'écoulement (de quelques millimètres à quelques milliers de mètres par an). La théorie des eaux profondes stagnantes ne rencontre plus actuellement que quelques rares adeptes.

Afin de mieux comprendre les modalités de l'écoulement des eaux souterraines, isolons un secteur dans le circuit général et étudions en détail les phénomènes dont il est le siège.

La loi de Darcy, base de l'hydrodynamique souterraine

L'hydrodynamique souterraine est la partie de l'hydrogéologie et de l'hydraulique relative à l'écoulement des eaux souterraines, aux lois qui le régissent et à leurs applications. Elle représente l'ensemble des aspects quantitatifs de l'hydrogéologie.

La base fondamentale de l'hydrodynamique souterraine est la loi de Darcy. L'écoulement de l'eau à travers une colonne verticale de sable naturel a été étudié expérimentalement, en 1856, par H. Darcy, ingénieur des Eaux de la ville de Dijon. Il a utilisé des tubes verticaux de 2,50 m de haut et de 0,35 m de diamètre intérieur, remplis de sable naturel sur une épaisseur, *e*, et sous une charge d'eau (hauteur d'eau), constante, *h* (fig. 31). Il a montré que le volume d'eau, Q (en m³/s), filtrant de haut en bas de la colonne de sable, à travers la section totale intérieure A (en m²), pendant l'unité de temps (seconde), est fonction d'un coefficient K, caractéristique du milieu poreux et de la perte de charge par unité de longueur du cylindre de sable, H/*e* :

$$Q = KA\frac{H}{e}.$$

Ultérieurement, K a été appelé le *coefficient de perméabilité*. La perte de charge par unité de longueur, H/*e*, est également définie comme le *gradient hydraulique,* I. L'expression de Darcy devient alors :

$$Q(m^3/s) = KA(m^2)I.$$

Le *débit unitaire, q* = K/A, ou débit traversant l'unité de section perpendiculaire à la direction de l'écoulement dans un milieu aquifère saturé, dans l'unité de temps, est donné par l'expression : $q = KI$.

Ce paramètre, quotient d'un débit par une surface, a les dimensions d'une vitesse.

La *vitesse de filtration,* V, rapportée à la section totale, A, est de même égale à V = KI.

On notera l'analogie de la loi de Darcy avec la loi d'Ohm, base de l'écoulement d'un fluide électrique dans un milieu conducteur (*q* ou V analogues à l'intensité et I analogue à la différence de potentiel).

La loi de Darcy a été vérifiée expérimentalement pour toutes les directions du courant (fig. 32), tous les liquides et tous les milieux poreux. L'*expression généralisée,* applicable dans tous les cas que peuvent présenter les structures hydrogéologiques, est :

$$\vec{q} = \vec{V} = -K\,\overline{\text{grad}}\,H.$$

Le signe — est introduit devant le deuxième membre de cette expression car la charge diminue dans le sens de l'écoulement, et *q* ou V ne peuvent être négatifs. K est le coefficient de perméabilité, au sens large, tenant compte de toutes les caractéristiques du milieu poreux (géométrie interne, granulométrie) et du liquide qui le traverse (viscosité et poids spécifique). L'expression grad H est assimilable au gradient hydraulique.

La loi de Darcy s'applique aux aquifères remplissant les conditions suivantes : roche réservoir homogène et continue ; écoulement laminaire.

— Une *roche réservoir* est *homogène* lorsque ses caractéristiques physiques (caractéristiques des vides, granulométrie, etc.) restent constantes dans le sens de l'écoulement. Leur constance dans toutes les directions de l'espace caractérise l'*isotropie.* Elle est *continue* lorsqu'il y a intercommunication des vides favorisant l'écoulement, dans un volume dit élémentaire, de dimensions minimales (50 à 100 fois le diamètre moyen des grains). L'écoulement s'effectue alors à l'échelle macroscopique, condition de base des lois de l'hydrodynamique.

— L'*écoulement laminaire* est constitué de filets liquides, juxtaposés et parallèles, les vitesses étant toutes égales sur une même section orthogonale.

Ces conditions de validité peuvent paraître très restrictives, surtout en ce qui concerne les roches réservoirs si l'on considère les nombreuses variations lithologiques des formations lithologiques (stratification, passage latéral de faciès, schistosité, etc.). En fait, les cas où la loi de Darcy n'est pas applicable sont limités aux formations fortement hétérogènes, aux roches compactes très faiblement fissurées, aux formations à réseaux karstiques très développés et au voisinage des captages (écoulement non laminaire).

Les paramètres hydrauliques de l'écoulement des eaux souterraines. Perméabilité et vitesses d'écoulement

La loi de Darcy permet de dégager les principaux paramètres hydrauliques de l'écoulement des eaux souterraines : coefficient de perméabilité, gradient hydraulique et vitesses d'écoulement.

● Le *coefficient de perméabilité*

La *perméabilité* est l'aptitude d'un milieu à se laisser traverser par un fluide (l'eau en particulier) sous l'effet d'un gradient hydraulique. Elle s'exprime quantitativement par le *coefficient de perméabilité* K, et la *perméabilité intrinsèque, k.* Le coefficient de perméabilité, K, est défini comme le volume d'eau gravitaire (en m³) traversant en une unité de temps (seconde) l'unité de section (en m²) orthogonale à la direction de l'écoulement, sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique (à la température de 20 °C). Il est assimilé à une vitesse (dans V = KI, si V = 1, V = K) et doit être exprimé en m/s (le cm/s est toléré).

— Les *facteurs de la perméabilité*. Les expériences de laboratoire ont montré que le coefficient de perméabilité était déterminé par deux groupes de facteurs, les uns propres à la roche réservoir, les autres au liquide en mouvement.

— Les *facteurs propres à la roche réservoir.* La

perméabilité intrinsèque. L'eau circulant dans les vides de la roche réservoir rencontre une résistance qui est fonction de leur forme, de leurs dimensions et de leurs intercommunications (continuité des vides). On accède aux caractéristiques des vides par celles des grains, donc par l'étude granulométrique. Les travaux effectués ont montré que l'influence de la granulométrie pouvait être schématisée par l'expression $k = Nd^2_{10}$, où k est la *perméabilité intrinsèque*, d_{10} le diamètre efficace des grains et N un facteur de forme groupant les autres caractéristiques granulométriques (forme, arrangement et surface spécifique des grains). La perméabilité intrinsèque, exprimée en m^2 ou en darcys, indépendante des caractéristiques du fluide, est une constante de la roche réservoir. Sa détermination est nécessaire à l'étude des aquifères profonds. Ses facteurs sont la forme des grains, le diamètre efficace, la surface spécifique et la porosité efficace.

Le *diamètre efficace* des grains, d_{10}, est le facteur principal car il exprime le diamètre moyen des grains et leur distribution. L'expression générale de la perméabilité intrinsèque étant $k = N\ d^2_{10}$, certains auteurs, après des études en laboratoire, ont proposé une valeur moyenne de N = 100, d'où :

$$k(\text{cm}^2) = 100 d^2_{10}\ (\text{cm}).$$

Cette expression, applicable dans certaines limites, donne des résultats peu précis et très dispersés. Elle montre que le coefficient de perméabilité varie en fonction inverse du diamètre des grains. Avec des diamètres inférieurs à 1/100 mm, le milieu poreux est imperméable. D'où l'importance en hydrogéologie des études de la granulométrie en laboratoire et de la lithologie sur le terrain. Cette dernière est un guide pour la prospection des eaux souterraines permettant de déterminer les réserves aquifères.

Les valeurs de k sont inversement proportionnelles à la *surface spécifique*, M, des grains (selon 6/M).

Enfin, l'écoulement des eaux souterraines s'effectuant dans les vides occupés par l'eau gravitaire et n'affectant que ce type d'eau, la *porosité efficace* est également à considérer.

— Les *facteurs propres au liquide en mouvement*. Les facteurs du coefficient de perméabilité propres au liquide sont la viscosité dynamique et le poids spécifique, lesquels varient en fonction de la température et de la teneur en sels dissous dans l'eau.

L'effet de la température est prédominant, la viscosité dynamique de l'eau décroissant fortement lorsque la température s'élève. Le coefficient de perméabilité, K, variant en fonction inverse, augmente donc avec la température de l'aquifère (environ 3 % par degré entre 10 et 50 °C). Autre conséquence, le coefficient de perméabilité croît avec la profondeur (degré géothermique) [tableau XII]. Les *sels dissous* ont également, au-dessus d'une certaine teneur, une influence sur la viscosité (elle augmente).

Le *poids spécifique* varie en fonction de la pression, de la teneur en sels dissous et de la température.

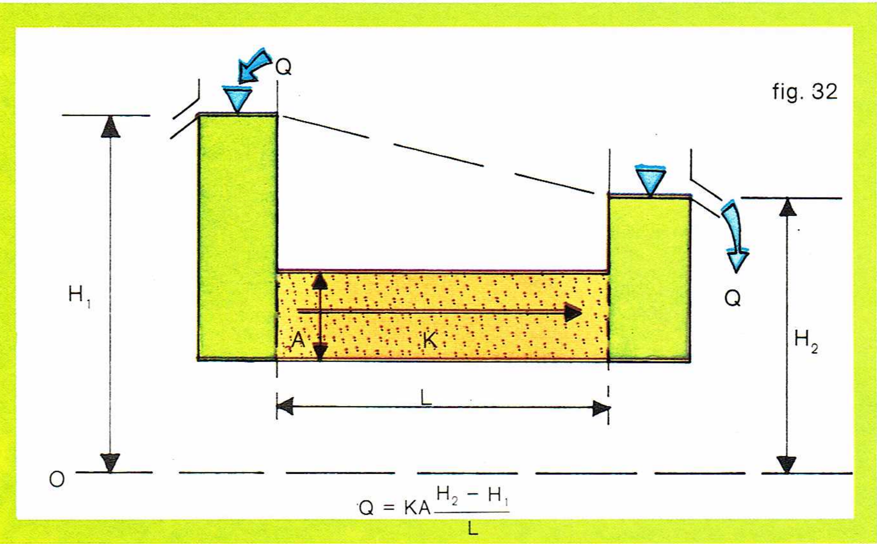
On constate donc que si dans l'étude des eaux souterraines dites normales (faible profondeur, faible teneur en sels dissous, température peu élevée) nous pouvons négliger les effets de la viscosité et du poids spécifique, il n'en est pas de même dans celle des aquifères profonds (température et teneur en sels élevées).

— *Valeurs du coefficient de perméabilité*. Les valeurs du coefficient de perméabilité, K, s'échelonnent de 10^1 à 10^{-11} m/s (tableau XIII). Toutes les roches étant perméables à des degrés divers, la limite inférieure de la perméabilité a été fixée, par convention, à une valeur du coefficient de perméabilité de 10^{-9} m/s.

— La *transmissivité*. La productivité d'un aquifère est fonction de son coefficient de transmissivité et de son épaisseur, b. C'est pourquoi un paramètre nouveau a été créé, la transmissivité, T, égale au produit du coefficient de perméabilité, K, par la puissance aquifère, b ($T = Kb$). Elle s'exprime en m^2/s. Incluant la puissance aquifère, elle permet de représenter sur des cartes les zones de productivité.

● Le *gradient hydraulique*

Le gradient hydraulique, I, est la différence de charge hydraulique entre deux points d'un aquifère, par unité de distance, selon la direction générale de l'écoulement. La



Richard Colin

▲ **Figure 32 :**
schéma de l'appareillage de laboratoire utilisé pour la vérification de la validité de la loi de Darcy avec un écoulement latéral. Ce dispositif est plus proche de l'écoulement souterrain dans les aquifères.

▼ *Ci-dessous* **tableau XII :**
accroissement de la perméabilité de l'eau avec la profondeur et avec la température.
En bas, **tableau XIII :**
valeurs en m/s du coefficient de perméabilité K et classement des matériaux poreux.

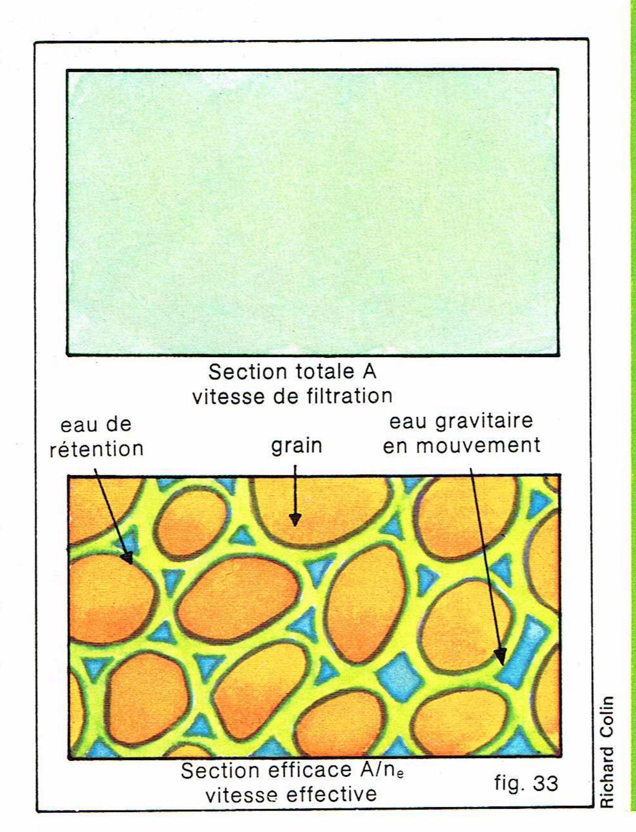
Tableau XII. Accroissement de la perméabilité de l'eau avec la profondeur et avec la température.

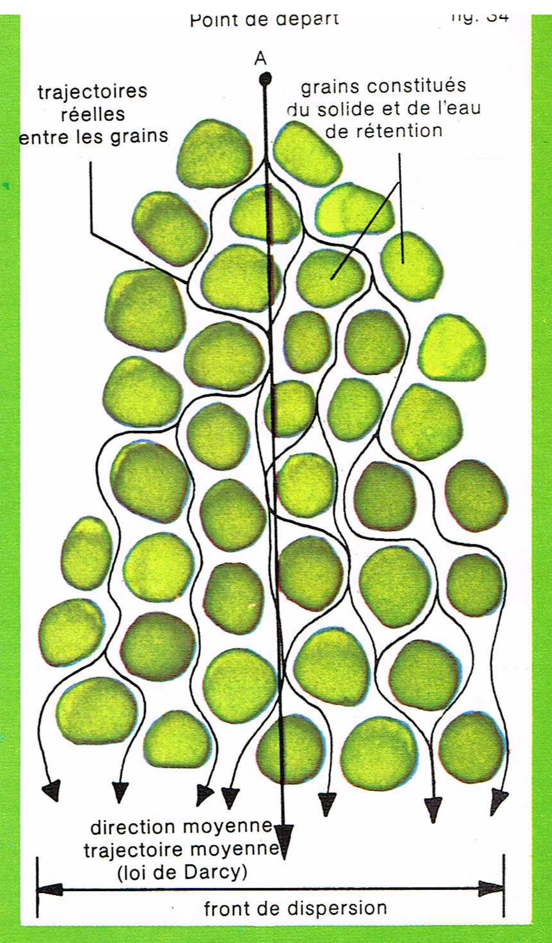
Profondeurs (m)	Températures (°C)	Viscosités (poise 10^{-2})	Perméabilités relatives
0	10	1,308	1
100	13	1,207	1,08
200	16	1,112	1,18
500	25	0,894	1,46
1 000	40	0,656	2
2 000	70	0,406	3,22
3 000	100	0,284	4,61

Tableau XIII. Valeurs en m/s du coefficient de perméabilité, K. et classement des matériaux poreux

10 · 10^{-1}	10^{-2} · 10^{-3} · 10^{-4}	10^{-5} · 10^{-6} · 10^{-7} · 10^{-8}	10^{-9} · 10^{-10} · 10^{-11}
graviers gravillons sans éléments fins	sables purs graviers et sables	sables très fins sables et argiles limons	argiles
perméabilité très bonne	perméabilité bonne	perméabilité mauvaise	
matériaux perméables		semi-perméables	imperméables

▶ ***A gauche,* figure 33 : influence de la section d'écoulement sur la vitesse d'écoulement.**
A la section totale, retenue par Darcy, correspond la vitesse de filtration. Dans la réalité, l'eau gravitaire s'écoule dans les vides ménagés par la porosité efficace. La section efficace, plus petite, entraîne une vitesse effective plus grande.
***A droite,* figure 34 : vitesse intergranulaire et dispersion.**
L'eau souterraine, en milieu poreux, s'écoule dans les vides ménagés entre les grains du complexe solide-eau de rétention, décrivant des trajectoires tortueuses. Il en résulte que les trajets à partir du point d'origine, A, étant différents les particules d'eau n'arrivent pas en même temps à la sortie, d'où dispersion.





charge hydraulique étant mesurée par le niveau piézométrique, il est assimilable à la pente de la surface piézométrique. Dans la pratique, il est calculé sur le terrain à partir des niveaux piézométriques, mesurés dans deux ouvrages : l'un amont, H_1, l'autre aval, H_2, situés sur une même ligne de courant et séparés d'une distance L :

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L}.$$

Ces données peuvent également être obtenues par une carte piézométrique. Les valeurs du gradient hydraulique, mesurées dans des conditions normales de l'écoulement souterrain, sont faibles : de 10^{-3} à 10^{-5}.

● *Vitesses d'écoulement des eaux souterraines*

Il est possible, selon la méthode de calcul ou de mesure, de distinguer plusieurs types de vitesses d'écoulement des eaux souterraines. Les calculs, basés sur la loi de Darcy, permettent d'obtenir la vitesse de filtration et la vitesse effective. Des mesures par traçage, en laboratoire ou sur le terrain, déterminent la vitesse intergranulaire et la vitesse de terrain.

— La *vitesse de filtration et la vitesse effective*. La vitesse de filtration, V, est calculée par la loi de Darcy :

$$V = Q/A = KI.$$

La vitesse de filtration, définie par Darcy, se rapporte donc à la *section totale* d'écoulement, A, constituée de grains solides (trame solide) et d'eau (eau de rétention et eau gravitaire) [fig. 33]. Par exemple, un débit d'écoulement souterrain de 1 m^3/s à travers une section de 200 000 m^2 correspond à une vitesse de filtration calculée de :

$$V = Q/A = 1/200\,000 = 0{,}000\,005 \text{ m/s} = 0{,}4 \text{ m/jour} = 150 \text{ m/an}.$$

Mais seule l'eau gravitaire participe à l'écoulement souterrain. La section d'écoulement est donc égale à la section totale moins celle des grains solides et de l'eau de rétention, c'est-à-dire aux vides exprimés par la porosité efficace n_e. La *section efficace* (fig. 33) est donc $A \cdot n_e$ et l'expression de la loi de Darcy devient :

$$V_e = Q/A \cdot n_e = KI/n_e.$$

On obtient ainsi la vitesse effective, V_e, plus élevée que la vitesse de filtration. Dans l'exemple précédent, en tenant compte d'une porosité efficace de 10 %, on calcule :

$$V_e = Q/A \cdot n_e = 1/200\,000 \times 0{,}1 = 0{,}000\,05 \text{ m/s} = 4 \text{ m/jour} = 1\,500 \text{ m/an}.$$

La vitesse de filtration est reliée à la vitesse effective par l'expression : $V_e = V/n_e$.

— La *vitesse intergranulaire. La dispersion hydrodynamique*. L'hydrodynamique suppose que l'écoulement à travers un milieu poreux, homogène et continu, s'effectue selon des *trajectoires rectilignes* (une trajectoire est le chemin parcouru par les molécules ou les particules d'eau constituant des filets liquides), indépendantes de la structure interne, microscopique des vides (fig. 34). C'est pourquoi la loi de Darcy s'applique à des ordres de grandeur macroscopiques.

En réalité, les molécules ou particules d'eau empruntent les vides continus, alignés selon la direction moyenne de l'écoulement, et contournent ainsi les grains solides recouverts de l'eau de rétention, décrivant des *trajectoires tortueuses* (fig. 34). Étant donné la complexité de la structure des vides, les trajets parcourus entre deux points ne sont pas égaux, les itinéraires étant différents. Il en résulte que toutes les particules d'eau issues d'une même origine, la vitesse étant toujours constante par hypothèse, n'arrivent pas en même temps, après avoir traversé une longueur déterminée de milieu poreux. Ce phénomène est la *dispersion hydrodynamique*, ou *dispersion*.

Cette conception de l'écoulement, basée sur l'étude des trajectoires réelles, est abordée par une discipline de la mécanique des fluides, la *cinématique*. Alors que l'hydrodynamique étudie l'écoulement à une échelle macroscopique, la cinématique s'applique à l'échelle microscopique. Les conceptions sont donc très différentes. Or, pour l'étude de l'écoulement des eaux souterraines relative au transport des substances minérales et organiques par l'eau, c'est-à-dire pour la prévention de la pollution, ce sont les trajets réels qui doivent être considérés. La *vitesse intergranulaire,* V_i, tient compte des trajectoires réelles, affectées par la dispersion. C'est la vitesse qui est déterminée, approximativement, par les *traceurs,* ou substances qui marquent la molécule d'eau et l'accompagnent dans son parcours.

Une expérience simple de laboratoire précisera cette notion. Soit une colonne verticale de sable à l'intérieur d'un tube de 1 m de haut et de 0,10 m de diamètre (fig. 35). On introduit un traceur (fluorescéine par exemple) à la concentration C_o (poids de traceur par unité de volume de solution) en haut de la colonne. Deux techniques d'injection du traceur peuvent être pratiquées : continue ou par bouffées. La concentration, C, est mesurée en bas de colonne à des intervalles de temps échelonnés. Si l'on porte sur un graphique les temps écoulés entre

l'introduction du traceur et son apparition à la base en abscisses, et les rapports des concentrations C/C_0 en ordonnées, on obtient la courbe de la variation de la concentration en fonction du temps (fig. 35). C'est une courbe étalée et non une droite verticale correspondant à un écoulement conforme à la loi de Darcy. Cette expérience montre que le transfert du traceur à travers la colonne de sable s'effectue progressivement et qu'il arrive à la base en une sorte de nuage étalé dans l'espace et dans le temps.

— La *vitesse de terrain*. La vitesse à considérer pour les études pratiques d'hydrogéologie est celle déterminée sur le terrain par des techniques se rapprochant le plus possible des conditions réelles, c'est-à-dire par l'*emploi de traceurs :* c'est la vitesse de terrain, V_t. La vitesse de terrain est la vitesse moyenne d'un ensemble de vitesses intergranulaires. Elle a donc une signification cinématique statistique et ne peut être reliée d'une façon rigoureuse aux vitesses calculées par la loi de Darcy. Toutefois, elle est du même ordre de grandeur que la vitesse effective. La vitesse de terrain doit obligatoirement être prise en compte pour l'étude de la propagation des pollutions de tous ordres (tableau XV).

● *La grandeur de la vitesse d'écoulement des eaux souterraines dans les aquifères et ses conséquences pratiques*

Ainsi que le montre le tableau XIV, les vitesses d'écoulement dans les aquifères sont *faibles :* de quelques mètres à quelques milliers de mètres par an. Elles sont plus petites dans les aquifères profonds. Il y a donc une diminution, avec la profondeur, de la vitesse, qui peut être réduite à quelques centimètres, voire quelques millimètres à très grande profondeur. Théoriquement, une vitesse nulle n'est jamais atteinte.

Les faibles valeurs des vitesses ont des conséquences importantes. Elles expliquent le rôle régulateur des aquifères vis-à-vis de l'écoulement souterrain et le faible renouvellement des réserves en eau souterraine lors de leur exploitation. Un exemple, choisi dans le bassin de Paris, avec l'aquifère multicouche des sables albiens, illustre ces faits. La distance séparant des affleurements de l'est du bassin (Argonne-Champagne humide-Puisaye) des zones d'exploitation de la région parisienne est, en moyenne, de 140 000 m. Si l'aquifère n'était alimenté que par les affleurements, avec une vitesse de terrain de 4 m par an, il faudrait environ 35 000 ans pour que l'eau des bordures remplace (renouvelle) celle extraite dans le sous-sol de la capitale. D'autres méthodes, plus précises, comme les mesures avec le carbone 14, ont confirmé ces calculs.

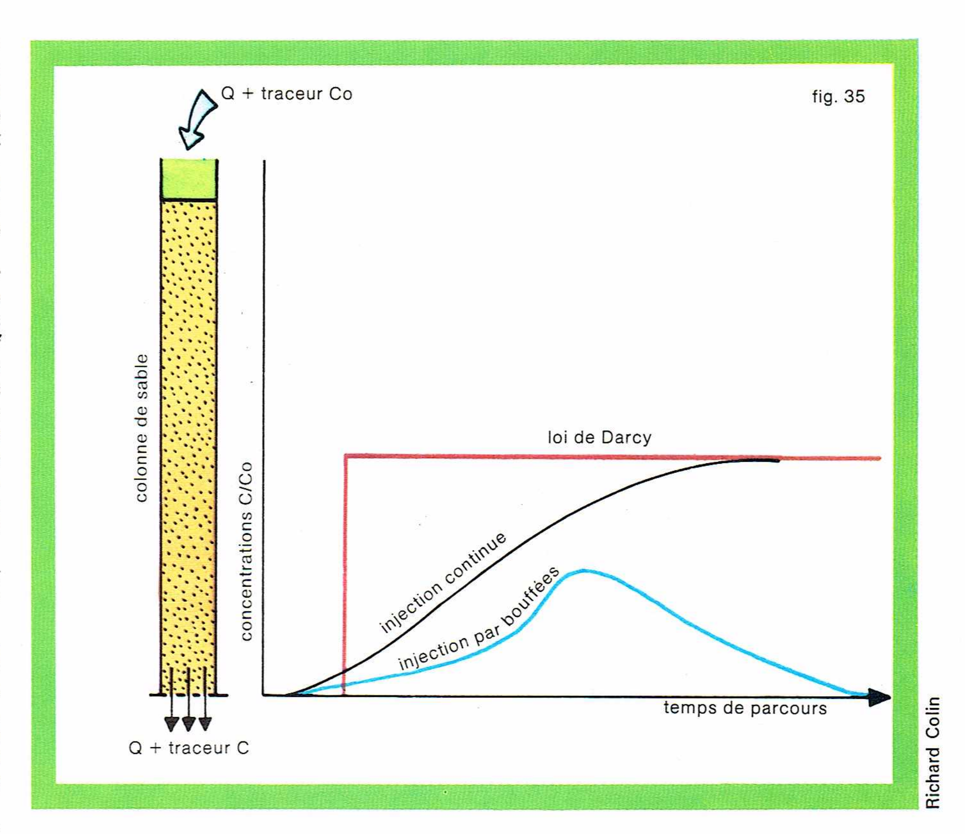


Tableau XV. Quelques valeurs de la vitesse de terrain obtenues sur des stations d'essai	
Roches réservoirs	Vitesses de terrain (m/jour)
calcaire fissuré	0,6
alluvions	1 à 5
alluvions grossières	5 à 10
sable fin	3 à 4

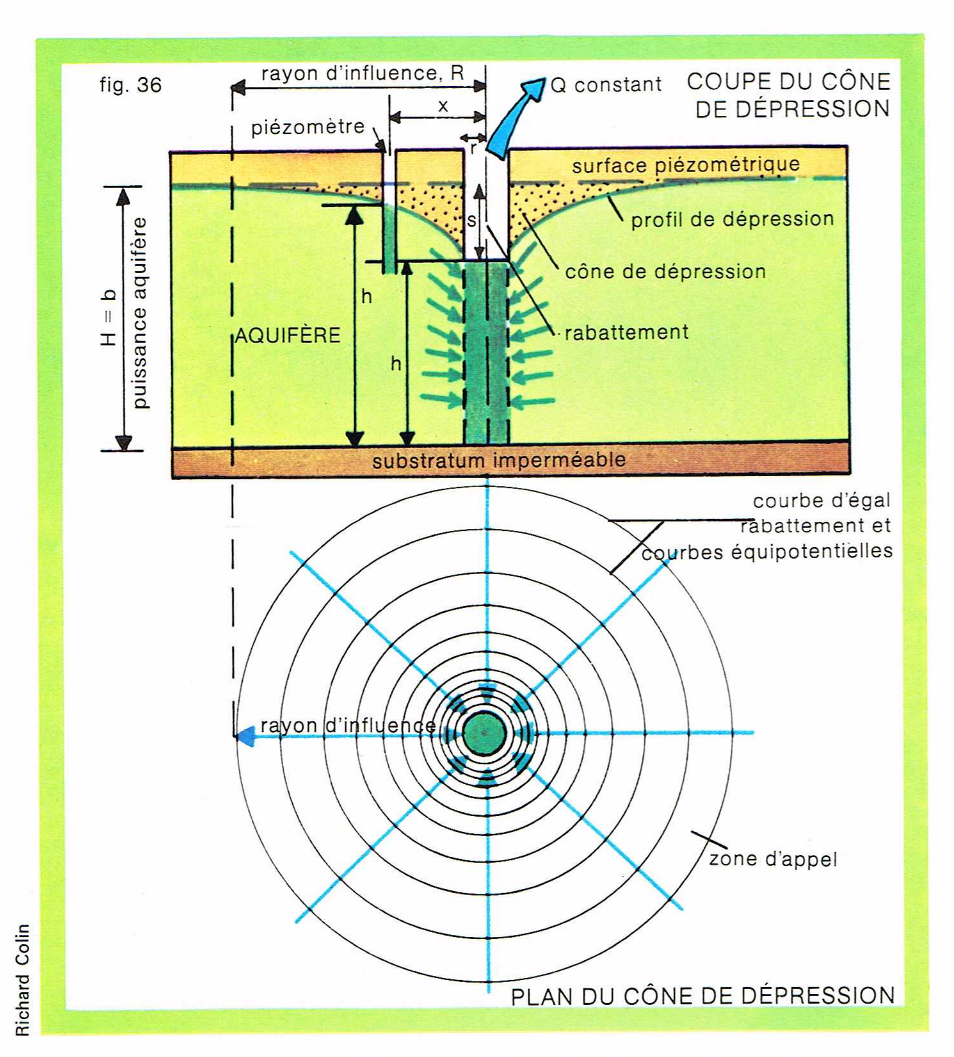
▲ *En haut,* **figure 35 :** *schéma d'***appareillage de laboratoire pour l'étude de la vitesse intergranulaire et de la dispersion.** *Sur le graphique donnant les variations de la concentration en fonction du temps de parcours, la dispersion est très nette par comparaison à la droite obtenue par application de la loi de Darcy. Ci-dessus,* **tableau XV :** *quelques valeurs de la vitesse de terrain obtenues sur des stations d'essai.*

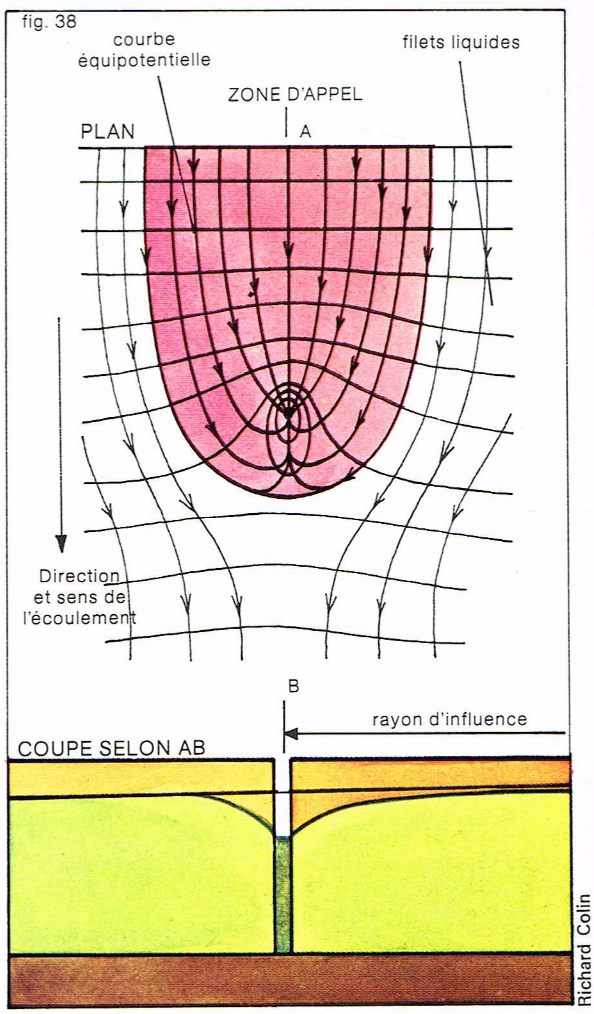
Tableau XIV. Quelques valeurs de la vitesse d'écoulement dans les aquifères

Types d'aquifère	Vitesses calculées (Darcy) (m/an)	Vitesses mesurées (traceurs) (m/an)	Temps de parcours* (an/km)
Aquifères profonds			
sables paléocènes du bassin d'Aquitaine	2 à 3		300 à 500
sables albiens du bassin de Paris	3	4	250 à 300
sables du Continental intercalaire du Sahara	2 à 3		300 à 500
grès de Nubie (Egypte)		15	66
bassin du nord de l'Ukraine		3 à 35	30 à 300
sables du littoral des Pays-Bas		5	250
Aquifères libres			
alluvions de la vallée du Rhin à Kehl	1 700		0,6
alluvions de la vallée du Rhin à Bâle		1 000-2 000	0,5 à 1
alluvions de la vallée du Rhône à Pierrelatte		1 800	0,5

* temps écoulé pour parcourir un kilomètre, évalué en années

◀ **Tableau XIV :** *quelques valeurs de la vitesse d'écoulement dans les aquifères.*





▲ ***A gauche, figure 36** : schéma de l'effet du pompage dans un puits, sur l'aquifère à nappe libre et à surface piézométrique horizontale; schéma du cône de dépression à un instant donné.*
***A droite, figure 38** : schéma du cône de dépression avec surface piézométrique inclinée. Les eaux souterraines étant en écoulement, la surface piézométrique est inclinée et le cône de dépression est déformé et dissymétrique; dans les faits, l'eau pompée provient presque exclusivement de la partie amont de l'aquifère.*
▼ **Tableau XVI** : *paramètres hydrauliques de l'aquifère et leur emploi en hydrogéologie.*

Tableau XVI - Paramètres hydrauliques de l'aquifère et leur emploi en hydrogéologie.

	Paramètres hydrauliques de l'aquifère		
	Emmagasinement	Perméabilité	Vitesses
	Porosité efficace n_e (%)	Coefficient de perméabilité K (m/s)	Débit unitaire q (m/s)
		Perméabilité intrinsèque k (m^2)	Vitesse de filtration V (m/s)
	Coefficient d'emmagasinement S	Transmissivité T (m^2/s)	Vitesse effective V_e (m/s)
			Vitesse intergranulaire V_i (m/s)
			Vitesse de terrain V_t (m/s)
Rôle de l'aquifère à la base des calculs		Diffusivité T/S	
	Emmagasinement	Conducteur d'influence	Conducteur de fluide
	Réserve	Propagation d'influence	Débit d'écoulement de l'eau souterraine Propagation de la pollution

Conclusions sur les paramètres hydrauliques de l'aquifère

Les paramètres hydrauliques de l'aquifère sont, en fonction de leur spécificité (tableau XVI) :

— les paramètres de la roche réservoir déterminant notamment l'emmagasinement ou la libération de l'eau (rôle d'emmagasinement de l'aquifère) : porosité efficace, n_e, et coefficient d'emmagasinement, S;

— les paramètres de l'écoulement des eaux souterraines (rôle conducteur de l'aquifère) : coefficient de perméabilité, K, et transmissivité, T; vitesse effective, V_e, et vitesse de terrain, V_t.

Il faut y ajouter la *diffusivité,* T/S, paramètre régissant la propagation d'influence dans l'aquifère.

L'écoulement des eaux souterraines vers un puits

Les effets du pompage dans un puits sur l'aquifère. Le cône de dépression

Le pompage dans un puits exploitant la totalité de l'aquifère, ou puissance aquifère, *b,* abaisse le niveau d'eau dans l'ouvrage (niveau dynamique) et crée dans l'aquifère une *aire d'influence* en forme d'entonnoir, le *cône de dépression* (fig. 36 et 37). Avec une surface piézométrique horizontale, ce cône est caractérisé par son *rayon d'influence,* R, et son *rabattement,* s. Le rabattement est égal à la différence H entre la surface piézométrique au repos mesurée au-dessus du substratum, d'une part, et le niveau dynamique dans le puits ou le niveau d'eau dans un ouvrage d'observation, ou *piézomètre,* creusé à une distance *x* de l'axe du puits d'autre part. Si *h* est la hauteur d'eau dans l'ouvrage mesurée au-dessus du substratum, le rabattement *s* est égal à H — *h.*

Sur une coupe transversale, le cône de dépression est limité à sa partie supérieure par la surface piézométrique, et à sa base par le *profil de dépression.* En plan, le cône de dépression est représenté par des courbes de dépression circulaires concentriques (fig. 36). Mais en réalité, les

eaux souterraines étant en écoulement, la surface piézométrique est inclinée et le cône de dépression est déformé et asymétrique (fig. 38). La *zone d'appel*, c'est-à-dire la partie de l'aire d'influence où l'eau aboutit au puits, est très étalée vers l'amont. Il en résulte que le rayon d'influence, réduit à l'aval et latéralement, est difficile à limiter vers l'amont. Tout se passe comme si l'eau alimentant le puits provenait d'un front amont distant parfois de plusieurs kilomètres.

Ces faits sont importants pour la lutte contre la pollution des eaux souterraines captées, donc pour la délimitation des périmètres de protection. La différence essentielle entre l'aquifère à nappe libre et l'aquifère à nappe captive est que dans le premier cas le cône de dépression affecte l'aquifère, alors que dans le second il est virtuel. Les *dimensions du cône de dépression* (profil de dépression), rayon d'influence, R, et rabattement, s, sont à débit constant, Q, fonction du coefficient de perméabilité, K (ou de la transmissivité, T) et de la porosité efficace, n_e (ou du coefficient d'emmagasinement) [tableau XVII]. Ainsi, sur deux stations d'essai, après le même temps de pompage :

R = 5 500 m et s = 6,7 m, avec $T = 1{,}5 \cdot 10^{-3}\ m^2/s$;
R = 12 200 m, s = 0,76 m, pour $T = 1{,}5 \cdot 10^{-2} m^2/s$.

Des études précises sur station d'essai, confirmées par l'analyse mathématique, ont montré qu'à débit constant, *le rayon d'influence et le rabattement croissent en fonction du temps* de pompage. Ce fait permet de distinguer deux régimes d'écoulement de l'eau souterraine vers le puits, en relations étroites avec l'évolution dans le temps du cône de dépression : le *régime permanent* et le *régime transitoire*.

Dans le régime permanent le rayon d'influence et le rabattement sont constants; il y a équilibre entre le débit sortant du puits et le débit entrant dans l'aquifère. Dans le régime transitoire, le plus fréquent, ces deux paramètres croissent en fonction du temps de pompage; l'équilibre entre le débit sortant et le débit entrant est rompu. Théoriquement, si l'on pompe à débit constant dans une nappe captive, horizontale, illimitée et de puissance aquifère constante, on observe toujours un régime transitoire; le rayon d'influence se propage jusqu'aux limites de l'aquifère. En réalité, après une certaine durée de pompage, l'accroissement des rabattements, très faible, n'est plus mesurable; pratiquement, on obtient une stabilisation caractérisant un *régime semi-permanent*, puis permanent.

Le *débit spécifique*, q_s, dans un puits est le débit obtenu par mètre de rabattement (q_s = Q/s); il s'exprime en $m^3/h{\cdot}m$, ou en $m^3/s{\cdot}m$.

Expressions mathématiques de l'écoulement des eaux souterraines vers un puits

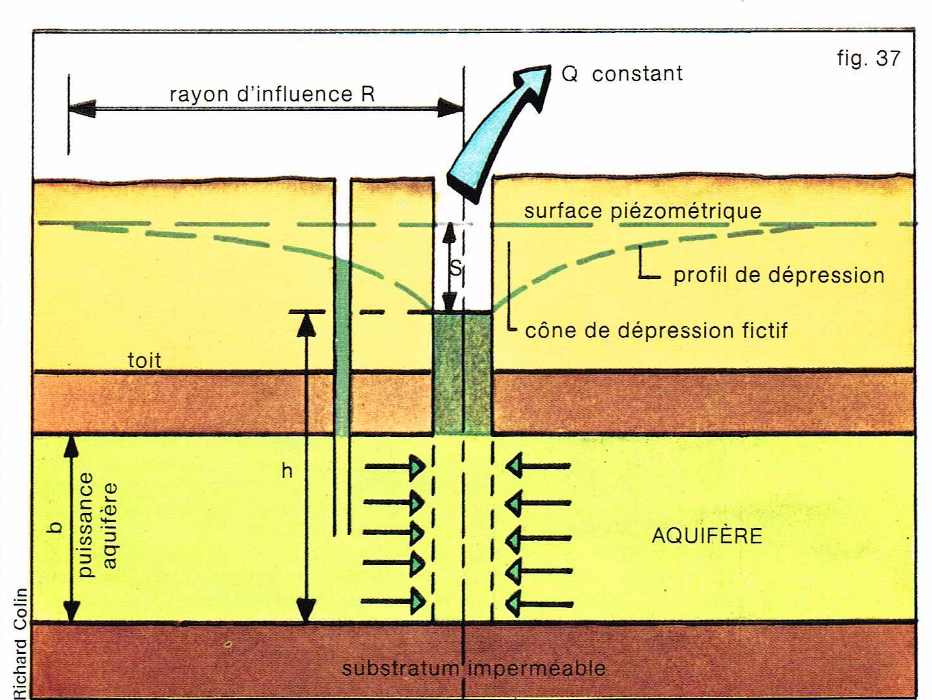
Deux démarches de traitement mathématique des données Q et s de la dynamique de l'écoulement des eaux souterraines vers un puits ont été entreprises. La première, adoptée par J. Dupuit en 1863, est basée sur le régime permanent; la seconde, plus récente (1936), est à l'origine des expressions modernes de l'école américaine, en particulier de C.V. Theis puis C.E. Jacob. Ces dernières expressions sont à la base de l'exécution et de l'interprétation des pompages d'essai sur station d'essai (puits de pompage entourés de piézomètres). Les expressions de Dupuit, utilisées pour les pompages d'essai sur un puits (essais de puits), aboutissent à la détermination du débit spécifique et du débit maximal d'exploitation. Ces données permettent d'équiper l'ouvrage de captage (hauteur de refoulement et puissance des pompes, profondeur des pompes). Les expressions de Theis et de Jacob, les plus utilisées, permettent de calculer la transmissivité, T, et le coefficient d'emmagasinement, S.

• *Expressions mathématiques du régime permanent.* Dupuit a admis que lors du pompage à débit constant, Q, les dimensions du cône de dépression (rabattement, s, et rayon d'influence, R) sont constantes. Il a calculé les expressions :

— pour le puits en nappe libre,

$$Q = 1{,}366K \frac{H^2 - h}{\log R/r}$$

K étant le coefficient de perméabilité et r le rayon du puits;



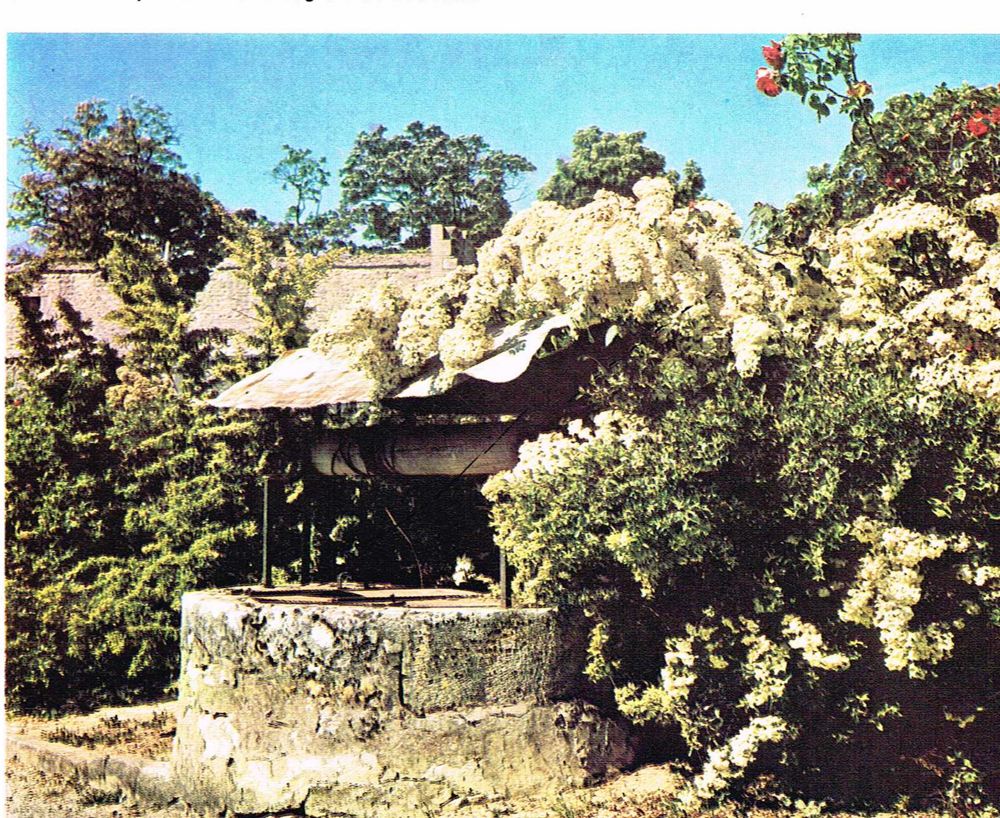
Richard Colin

Tableau XVII. Influence des paramètres hydrauliques sur les dimensions du cône de dépression

Paramètres hydrauliques	Variations du paramètre	Variations du rabattement	Variations du rayon d'influence
K ou T	croît décroît	décroît croît	croît décroît
n_e ou S	croît décroît	décroît croît	décroît croît

▲ *En haut,* **figure 37 :** *schéma de l'effet du* **pompage** *dans un puits,* *sur l'aquifère à nappe captive. Le cône de dépression fictif n'affecte pas l'aquifère.* *Ci-dessus,* **tableau XVII :** *influence des paramètres hydrauliques sur les dimensions du cône de dépression.*

▼ *Un vieux puits dans la région de Provins.*



Guy Plessy - Explorer

— pour les nappes captives avec de faibles rabattements,

$$Q = 2{,}73Kb \frac{H-h}{\log R/r}$$

b étant la puissance aquifère.

Les expressions 1,366 K/logR/r et 2,73 Kb/logR/r sont par hypothèse des constantes. Il en résulte que le débit du puits est fonction du rabattement, *s,* et de la puissance aquifère, *b.* Le rayon du puits, intervenant comme l'inverse de son logarithme, a une importance secondaire. S'il est doublé, de 1 à 2 m par exemple, l'augmentation de débit n'est que de 18 % environ. Les autres paramètres étant constants, l'importance de la puissance aquifère apparaît nettement, d'où la nécessité de la capter sur toute sa hauteur (puits complet) afin d'assurer le maximum de rendement.

● *Expressions mathématiques du régime transitoire*

Dès 1936, les hydrogéologues américains, en particulier C.V. Theis, puis C.E. Jacob, ont calculé des expressions où, conformément à la théorie du régime transitoire, une troisième donnée variable, le temps de pompage *t,* intervient. La prise en considération du temps permet d'établir des programmes d'exploitation à long terme. L'expression fondamentale est une exponentielle intégrale :

$$s = \frac{Q}{4T} W\ (u), \text{ avec } u = \frac{x^2S}{4tT}.$$

Les valeurs de W (u), ou *fonction du puits,* sont données par des tables : x est la distance en mètres de l'axe du puits au piézomètre où a été mesuré le rabattement; t est le temps de pompage en secondes. L'application de cette méthode exige de disposer de puits d'observation ou de piézomètres.

Cependant, dans la plupart des cas, surtout en station d'essai, avec un temps de pompage de longue durée (en général supérieur à 12 heures) et pour une distance d'observation x proche du puits (inférieure au rayon d'influence), on utilise une expression simplifiée, la *formule d'approximation logarithmique* de C.E. Jacob :

$$s = \frac{0{,}183Q}{T} \log \frac{2{,}25\ Tt}{x^2\ S}.$$

Après arrêt du pompage l'eau remonte dans le puits et l'aquifère, effaçant le cône de dépression, jusqu'à rétablissement de la surface piézométrique initiale. La durée de ce phénomène est plus ou moins longue, selon les caractéristiques de l'aquifère. Les mesures des rabattements dans le puits et les piézomètres permettent de déterminer la transmissivité, T, par application de l'expression :

$$s' = \frac{0{,}183Q}{T} \log \frac{t}{t'};$$

t est la durée du pompage en secondes, t' le temps écoulé depuis l'arrêt du pompage et s' le rabattement résiduel en mètres mesuré à l'instant t'. L'observation de la remontée est donc importante. Elle aboutit au calcul d'une seconde valeur de la transmissivité, permettant le contrôle des calculs effectués par ailleurs. En outre, contrairement à l'interprétation de la descente, elle n'exige pas l'emploi de piézomètres et peut être appliquée aux rabattements dans le puits.

— *Limites d'application des expressions mathématiques du régime transitoire.* Les expressions du régime transitoire s'appliquent à un aquifère à nappe captive, homogène et isotrope, d'extension illimitée, de puissance aquifère constante et non alimenté par son toit ou son substratum (épontes étanches). Toutefois pour des cas bien précis : nappe libre étendue, présence d'une limite latérale étanche ou d'une ligne d'alimentation à potentiel constant (eaux de surface), épontes semi-perméables (drainance), des expressions mathématiques et des solutions graphiques sont données par différents auteurs. *L'interprétation des pompages d'essai exige donc une connaissance précise de la structure hydrogéologique de l'aquifère étudié.*

En conclusion, les pompages d'essai permettent de déterminer les caractéristiques du puits, base de l'équipement du captage, et de calculer les paramètres hydrauliques de l'aquifère : le coefficient d'emmagasinement, la transmissivité et le coefficient de perméabilité. Ces mesures, exécutées sur le terrain, sont plus proches des conditions naturelles que celles effectuées en laboratoire.

La qualité de l'eau souterraine. L'hydrogéochimie

L'hydrogéochimie, ou géochimie de l'eau, traite de la teneur en éléments chimiques dans l'eau (dissous ou en suspension), des paramètres physico-chimiques qui conditionnent leur mise en solution et de leur comportement au cours de l'écoulement souterrain (interactions entre l'eau et la roche réservoir). L'hydrogéochimie englobe les substances minérales dissoutes et les isotopes naturels stables et radioactifs (isotopes du milieu). C'est un moyen de prospection hydrogéologique complémentaire, permettant en particulier d'identifier l'origine de l'eau souterraine et de définir les modalités de l'écoulement souterrain. Elle apporte également une grande contribution à la cartographie hydrogéologique par les cartes hydrogéochimiques. En outre, déterminant la qualité de l'eau, l'hydrogéochimie peut en limiter les possibilités d'utilisation et réduire ainsi les ressources. Des exemples de cette détérioration naturelle de la qualité par dissolution des sels de la roche réservoir ont déjà été décrits.

Les principales substances dissoutes dans l'eau souterraine

L'eau souterraine renferme, en solution, de nombreuses substances minérales, gaz et sels solubles.

Les *principaux gaz* dissous (parfois en suspension à l'état libre) sont : les composants de l'air (oxygène, hydrogène, azote), l'anhydride carbonique (CO_2), l'ammoniac (NH_3), le sulfure d'hydrogène et, en moindres teneurs, l'argon, le xénon, l'hélium et le méthane. La plupart de ces gaz ont une solubilité faible, comprise entre 0,01 et 0,02 cm^3/cm^3 à la température ordinaire, exception faite de CO_2, H_2S et NH_3, qui ont une solubilité respectivement 40, 200 et 60 000 fois plus grande.

Les principaux *sels solubles,* qui sont la cause de la *minéralisation* de l'eau, sont le calcaire $CaCO_3$, la dolomie (Ca, Mg) CO_3, le gypse $CaSO_4$, $2H_2O$, la halite NaCl, la sylvinite KCl, les nitrates, la silice SiO_2. Ces sels, fréquents dans les formations géologiques, sont à l'origine de la minéralisation de l'eau souterraine.

Ces sels dissous sont à l'état ionisé et les principaux *éléments chimiques* analysés en laboratoire, ou *éléments majeurs,* sont les cations Ca^{++}, Mg^{++}, Na^+, K^+ et les anions SO_4^{--}, Cl^-, CO_3^{--}, CO_3H^- (exprimé en CO_3 combiné). Il faut y ajouter des éléments importants pour la qualité de l'eau et la détection de pollutions accidentelles : NO_3^-, NH_4^-, le fer, le manganèse, le magnésium, le fluor, la silice.

Toutefois, des techniques analytiques très poussées permettent de doser ou de déceler des éléments en très faibles concentrations *(éléments-traces).* Leur intérêt hydrogéologique est considérable, par exemple, pour l'étude des eaux thermominérales, de la circulation des eaux souterraines et de la métallogénie : plomb, zinc, cuivre, cobalt, nickel, etc.

Les paramètres de la minéralisation de l'eau souterraine

Les données des analyses chimiques de l'eau permettent de déterminer quatre paramètres principaux : les éléments chimiques, le résidu sec, la dureté et l'agressivité.

— Les *éléments chimiques* sont exprimés en milligrammes par litre (mg/l) ou en parts par million (ppm).

— Le *résidu sec,* RS, exprimé en mg/l, représente la totalité des sels dissous. Correspondant à la minéralisation, il est obtenu par dessiccation de l'eau à 110 °C.

— La *dureté* d'une eau est sa propriété, causée principalement par les ions Ca^{++} et Mg^{++}, de provoquer un résidu insoluble au contact d'une liqueur de savon et un dépôt de carbonate sous l'effet de l'ébullition. Elle est exprimée quantitativement par le *degré, ou titre, hydrotimétrique total,* TH. Le degré hydrotimétrique total français correspond à 10 mg de $CaCO_3$ par litre. Il est sensiblement égal à 10 ppm.

— L'*agressivité* qualifie une eau naturellement acide, principalement par sa teneur en CO_2, et pouvant exercer une action corrosive sur des roches ou des matériaux comme les tubages et crépines de forage ou les conduites.

L'interprétation des données de l'analyse chimique

Les données de l'analyse chimique sont interprétées d'abord pour définir les types d'eau (faciès hydrogéochimiques) et ensuite pour les comparer entre eux. Ces interprétations sont la base de la cartographie hydrogéochimique. Les principales interprétations sont : les milliéquivalents, les quantités en réaction et les diagrammes.

— La première opération nécessaire pour interpréter les résultats de l'analyse chimique consiste, en partant des teneurs en milligrammes par litre des ions, à calculer les *milliéquivalents* par litre (meq) de chacun d'eux. La masse de chaque élément, ou *équivalent chimique*, est obtenue en divisant sa masse atomique (pour un ion simple) ou la somme des masses atomiques (pour un radical) par sa valence (par exemple, l'équivalent Ca^{++} = masse atomique/valence = 40/2 = 20; l'équivalent CO_3^{++} = 60/2 = 30).

— Le nombre de milliéquivalents d'un ion s'obtient en divisant le poids de l'élément en solution, en mg/l, par son équivalent chimique (par exemple, meq Ca^{++} = 124/20 = 6,2). Les nombres ainsi obtenus représentent les *quantités en réaction, r.*

— Les résultats des analyses chimiques sont portés sur des diagrammes. Quatre représentations graphiques sont couramment utilisées : les graphiques en colonnes, les diagrammes rayonnants, triangulaires et verticaux. Le plus expressif est le *diagramme logarithmique* vertical de H. Scœller et E. Berkaloff (fig. 39). L'étude hydrogéochimique de l'aquifère multicouche de l'Albien du bassin de Paris est un bon exemple d'application du diagramme logarithmique. Trois faciès hydrogéochimiques sont définis : le faciès bicarbonaté calcique, 1, le faciès bicarbonaté sodique, 2, et le faciès chloruré sodique, 3.

L'acquisition et l'évolution des caractéristiques hydrogéochimiques

L'eau souterraine acquiert ses caractéristiques hydrogéochimiques de base au cours de l'infiltration en zone non saturée, dans les premiers mètres du sol. Par la suite, sa minéralisation subit des modifications avec l'écoulement souterrain, sous l'action des sels solubles de la roche réservoir ou d'influences extérieures (invasion marine d'eau salée ou pollutions accidentelles par exemple). Le graphique de la figure 39 montre l'évolution de l'hydrogéochimie des eaux souterraines, de l'amont vers l'aval, en relation avec les pollutions naturelles. Les régions périphériques du bassin de Paris (Est, Sud-Est, Ouest), alimentées par l'eau des précipitations, sont caractérisées par un faciès bicarbonaté calcique, 1. Dans la région parisienne apparaît un faciès bicarbonaté sodique, 2, traduisant des échanges d'ions avec les argiles (échanges de base) ; ces roches fixent les ions Ca^{++} et libèrent les ions Na^{+}. Ce phénomène est favorisé par la drainance à travers les assises semi-perméables. Dans la basse Seine, ce type évolue, à proximité de la mer, en faciès chloruré sodique résultant d'une invasion marine récente actuellement stabilisée.

L'influence de la roche réservoir dépend de la solubilité des roches, de la grandeur de la surface et du temps de contact. C'est pourquoi les eaux se chargent d'autant plus rapidement que la porosité totale est plus élevée et la vitesse plus lente. Ce cas est réalisé pour les sables ou les calcaires très fracturés des nappes captives. Il existe donc une relation étroite entre les caractéristiques physiques et géochimiques des roches réservoirs et l'hydrogéochimie des eaux souterraines.

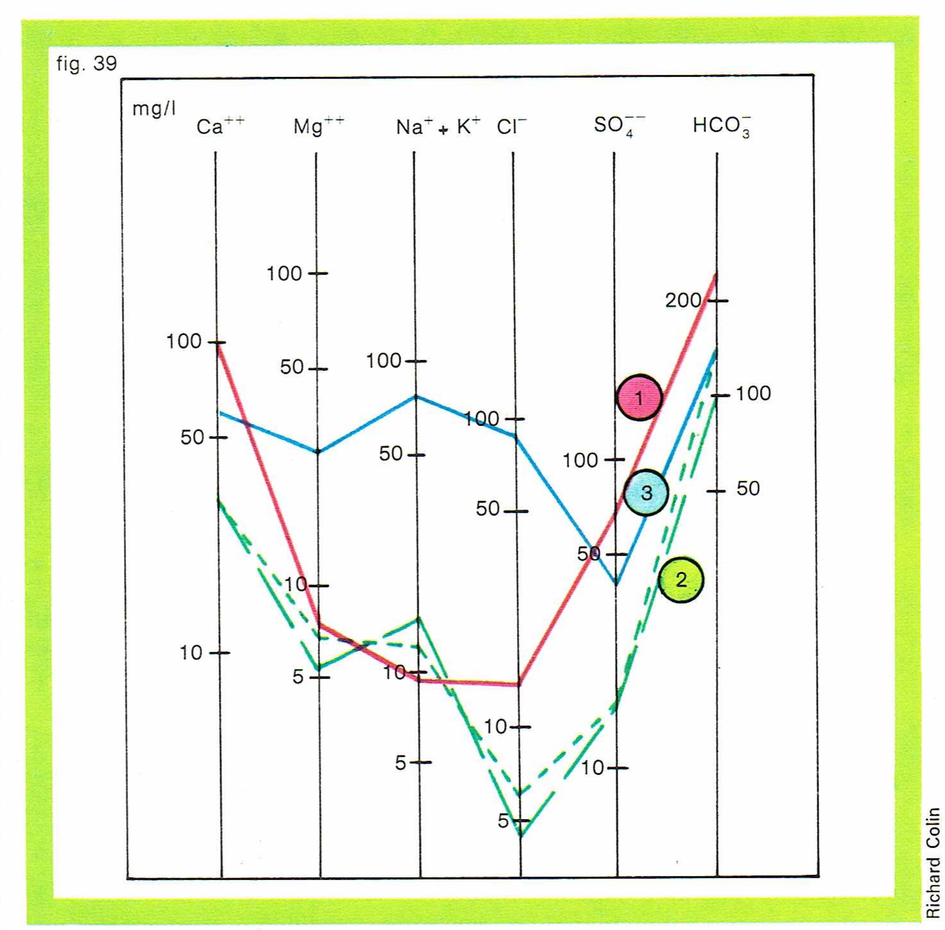
Les caractéristiques physiques de l'eau souterraine

Les principales caractéristiques physiques de l'eau souterraine sont : la température, la conductivité et la résistivité électriques, et le pH.

— L'étude systématique des *températures* des eaux souterraines, mesurées aux émergences ou dans l'aquifère, apporte des données sur leur origine et leur écoulement. Cette mesure est obligatoire pour les études de résistivité. La température de l'eau s'équilibre avec celle de la roche réservoir. L'influence de la température de l'air s'atténue très rapidement en profondeur, avec une limite maximale d'une quarantaine de mètres (zone d'hétérothermie). Au-delà, elle est fonction du degré géothermique.

— La *conductivité* électrique et son inverse, la *résistivité,* sont des moyens importants d'investigation en hydrogéologie. Leur mesure, rapide et précise, n'entraîne ni difficultés de prélèvement, ni appareillage compliqué. La conductivité s'exprime en micromhos par cm. L'unité de résistivité est l'ohm·cm, qui est la résistivité d'un prisme d'eau de 1 cm² de section et de 1 cm de haut à la température de 20 °C. La résistivité, à température constante, est liée au résidu sec.

— La molécule d'eau est légèrement ionisée en ions H^{+} et OH^{-} (ou plus exactement en hydronium H_3O^{+} et OH^{-}). Le pH d'une solution est le logarithme de l'inverse de la concentration en ions H_3O^{+} (cologarithme). L'eau pure renferme 10^{-7} ions H_3O^{+}, ou OH^{-}, ce qui correspond à une molécule dissociée pour 10 millions de molécules d'eau ; la valeur du pH est par convention exprimée par l'exposant, pH = 7. Au-dessus de 7, le milieu est acide, au-dessous il est basique. La mesure du pH est effectuée rapidement sur les lieux de prélèvements avec des indicateurs colorants liquides ou imprégnant des papiers spéciaux.



▲ **Figure 39 :** ***diagrammes logarithmiques de la composition chimique des eaux de l'aquifère multicouche de l'Albien du bassin de Paris. Ces diagrammes montrent, d'une part, la parenté des eaux souterraines (les deux diagrammes, 2) et, d'autre part, l'évolution hydrogéologique des eaux des affleurements, 1, à la basse Seine, 3, en passant par la région parisienne, 2.***

L'eau souterraine, ressource minérale renouvelable

La gestion des nappes d'eau souterraine

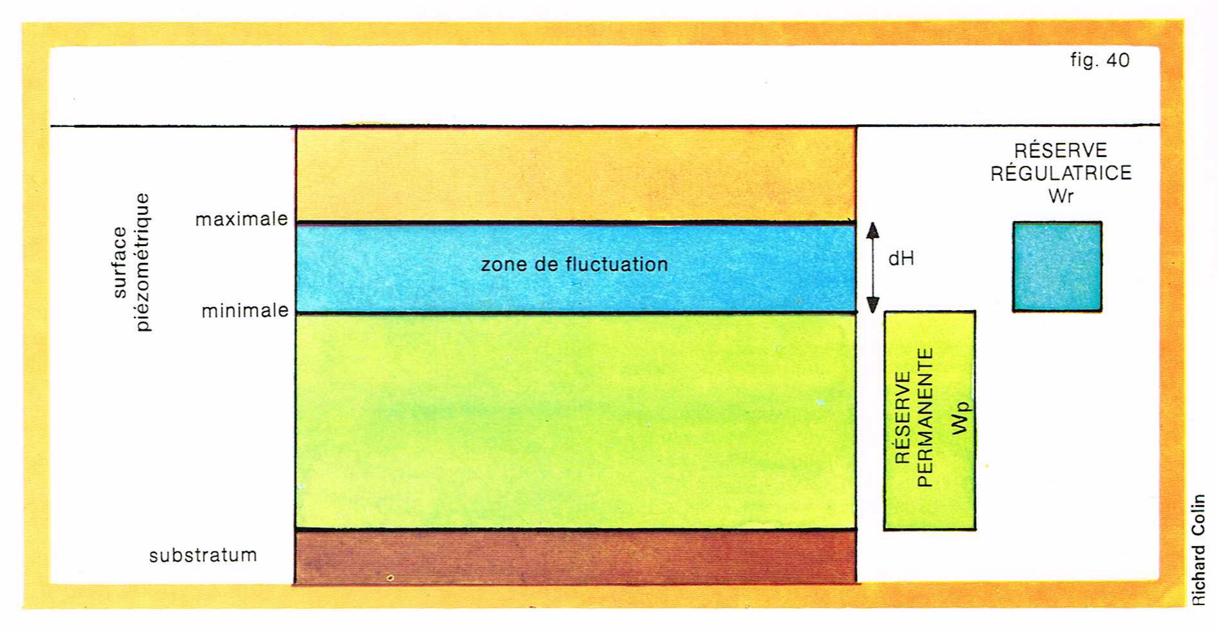
La gestion des nappes d'eau souterraine a pour but de fixer les conditions de leur exploitation, tout en assurant leur conservation en quantité et en qualité. Basée sur le principe de l'unité des ressources en eau, elle repose sur l'évaluation des réserves ainsi que des ressources et leur régularisation, en particulier par des stockages souterrains et l'alimentation artificielle des nappes.

Unité des ressources en eau

L'étude du cycle de l'eau montre l'unité des ressources en eau, en quantité et en qualité, quelles que soient leur fractionnement et leur localisation en surface ou dans le sous-sol et sans considération de profondeur.

Les relations entre les eaux de surface et les eaux souterraines montrent leur interdépendance. Toutes deux ne sont que les fractions d'un seul volume total d'eau disponible. De ce fait, tout prélèvement sur les unes s'effectue au détriment des autres. Par exemple, l'exploitation des eaux souterraines diminue le débit de l'écoulement souterrain, donc des émergences, puis des cours d'eau qu'elles alimentent; ces actions se répercutent en profondeur, surtout dans les bassins sédimentaires, les intercommunications et les échanges verticaux entre les aquifères, jusqu'aux niveaux les plus profonds, constituant une unité hydrologique.

▶ **Figure 40** : ***définitions des*** **types de réserve.**



Cette notion d'unité est importante pour la *prévention* des pollutions car elle montre que l'eau est un agent de transport et de dispersion des substances polluantes, quel que soit leur point d'introduction dans le circuit de l'eau : air, surface du sol, eau de surface, sol et sous-sol.

● *Réserves en eau souterraine*

— *Définitions et types de réserves.* La réserve en eau souterraine, W, représente le volume d'*eau gravitaire* contenu, à une date donnée, dans un aquifère. Elle s'exprime en unités de volume, généralement en millions de m³ (fig. 40).

Dans les aquifères à nappe libre, le volume de la roche réservoir varie en fonction des fluctuations de la surface piézométrique, d'où la nécessité d'une référence à une période définie, en général pluriannuelle, le substratum restant fixe. Il est possible de distinguer la *réserve totale,* W_t, délimitée par la surface piézométrique moyenne, la *réserve permanente,* W_p, limitée par la surface piézométrique la plus basse, et la *réserve régulatrice,* W_r, qui est la quantité maximale d'eau gravitaire contenue dans la zone de fluctuation (entre la plus haute surface piézométrique et la plus basse). La réserve régulatrice est la partie variable de la réserve d'un aquifère. Elle peut être comparée, pour la même période de référence, au débit global d'une nappe, Q_w (somme des quantités d'eau débitées naturellement dans l'aquifère pendant la période de référence).

Dans les aquifères à nappe captive, les épontes imperméables étant fixes, seule la réserve totale peut être définie.

— *L'évaluation des réserves en eau souterraine.* La réserve en eau souterraine, W, est déterminée par le volume de la tranche de roche réservoir, V, correspondant au type de réserve, et la porosité efficace n_e ($W = V \cdot n_e$). Le volume de la roche réservoir peut être calculé par son épaisseur moyenne, *b,* et sa surface, A, ou, avec plus de précision, par la planimétrie des cartes en courbes isopaches.

Exemples de calcul de la réserve totale, W_t.

Aquifère à nappe libre du bassin hydrogéologique de Ber-Rechid (Maroc) [tableau ci-dessous] :

Tableau XVIII : calcul du volume de la roche réservoir de la réserve totale du bassin hydrogéologique de Ber-Rechid (Maroc)

courbe isopache (m)	volume (*) (10^6 m³)	volume total (10^6 m³)
0 à 10	218,5	
10 à 20	291,8	14 000
20 à 30	172,2	
30 à 40	29,5	
etc.		

* Ces valeurs sont le produit de la surface calculée par planimétrie des courbes colonne 1 et de l'épaisseur correspondante.

W_t = volume planimétré $\times n_e$;
$W_t = 14\,000 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \times 0{,}05 = 700 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

Aquifère à nappe captive des sables miocènes de la région de Zarzis-Djerba (Sud tunisien) :

W_t = épaisseur moyenne $\times$ surface $\times n_e$;
$W_t = 100 \text{ m} \times 5\,000 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \times 0{,}2 = 100\,000 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

Exemples de calcul de la réserve régulatrice, W_r.

La méthode la plus simple consiste à utiliser la hauteur moyenne, *dh,* de la zone de fluctuation de la surface piézométrique et la surface. C'est le cas de la nappe libre de la craie de la Vanne (S.-E. de Paris) :

$W_r = dh \times$ surface $\times n_e$;
$W_r = 5 \text{ m} \times 480 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \times 0{,}05 = 120 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

La seconde méthode repose sur la planimétrie de la carte en courbes d'égale hauteur de la zone de fluctuation. Un exemple en est la nappe alluviale libre de la Crau :

$$W_r = 110 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \times 0{,}1 = 11 \cdot 10^6 \text{ m}^3.$$

La réserve en eau souterraine est souvent très élevée : 60 000 milliards de m³ (équivalent d'un débit de 1 000 m³/s pendant 2 000 ans) pour les sables du Continental intercalaire du Sahara, 425 milliards de m³ pour la nappe des sables albiens du bassin de Paris, 800 millions de m³ pour les alluvions de la plaine d'Alsace, 160 pour la Crau.

— *Le renouvellement de la réserve en eau souterraine.* La réserve en eau souterraine d'un aquifère se renouvelle par l'apport des eaux d'alimentation. Au cours d'une période déterminée, en général l'année hydrologique, un volume d'eau, *d*W, est introduit dans l'aquifère et y transite.

Le *taux de renouvellement* est le rapport de ce volume d'eau, *d*W, à la réserve totale, W_t (soit dW/W_t). Il exprime le volume d'eau qui transite dans l'aquifère (rôle conducteur). L'emmagasinement souterrain est fonction directe de ce paramètre.

La *durée de renouvellement* est la durée théorique nécessaire pour que le volume d'eau d'alimentation, *d*W, soit égal à la réserve totale, W_t (soit W_t/dW). C'est donc le temps requis pour reconstituer la réserve totale si celle-ci est épuisée. Il varie directement en fonction de la rétention naturelle des roches réservoirs (rôle d'emmagasinement).

● *Les ressources en eau souterraine*

— *Définitions et types de ressources.* La ressource en eau souterraine est la quantité d'eau utilisable qu'il est physiquement possible et économiquement avantageux de prélever dans les aquifères, dans un domaine et pendant une période définis, compte tenu de diverses contraintes

▶ *Page ci-contre, en bas :* ***la*** **ressource** ***en eau souterraine est la quantité d'eau utilisable qu'il est physiquement possible et économiquement avantageux de prélever dans les aquifères, compte tenu de diverses contraintes techniques et pratiques; ici, une noria sur les bords du Nil.***

techniques et pratiques. Leur estimation fait intervenir des données économiques et un choix opérationnel. Elles présentent des caractères conventionnels, imposés par des contraintes économiques, techniques et prévisionnelles. Elles sont exprimées en m^3/an.

Les *ressources potentielles en eau totales* représentent la totalité des ressources potentielles, fractionnées, suivant leur localisation, en ressources potentielles en eau de surface et en *ressources potentielles en eau souterraine*. Ces deux fractions ne peuvent être additionnées car il existe des doubles emplois. Dans ses diverses utilisations l'eau n'est que partiellement consommée, des restitutions apparaissent, après une dégradation plus ou moins accentuée de la qualité de l'eau. Par exemple, une fraction souvent importante des débits d'eau souterraine prélevés est restituée, après avoir servi de fluide de refroidissement, aux cours d'eau, accessoirement aux aquifères eux-mêmes, mais plus ou moins en aval, voire dans un autre bassin.

Les ressources potentielles totales en eau se subdivisent en *ressources en eau renouvelables* et en *ressources en eau non renouvelables*. Les premières, permanentes, sont sensiblement égales au débit moyen de l'écoulement total, mesuré par le jaugeage des cours d'eau.

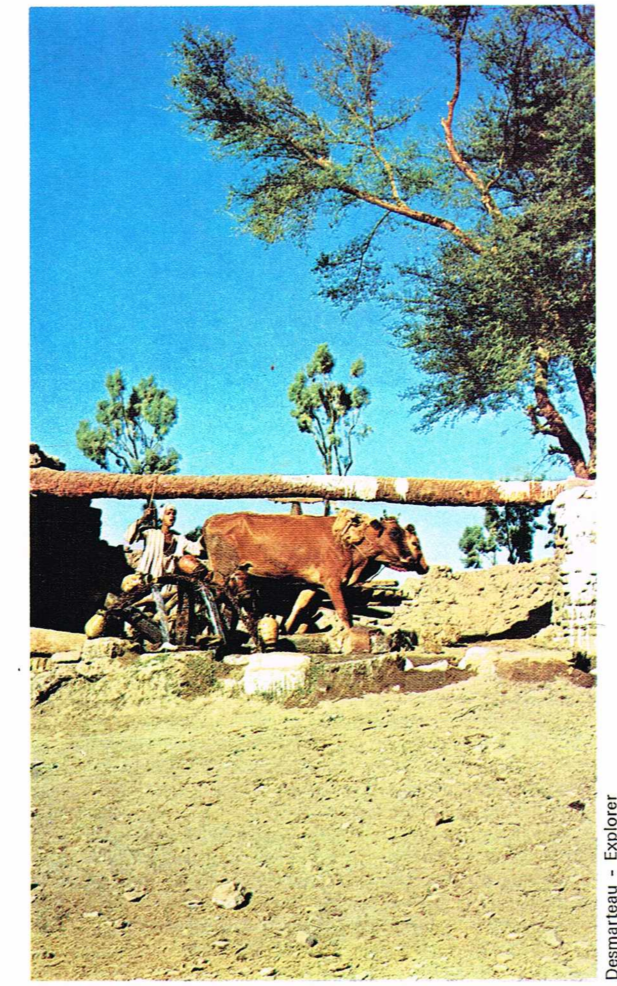
Les *ressources renouvelables en eau souterraine* doivent pouvoir être exploitées en conservant l'équilibre avec l'alimentation et sans dépenser les réserves. Elles proviennent essentiellement des captages d'eau en nappe libre. Dans ce cas, l'équilibre est traduit par la stabilisation de la surface piézométrique moyenne. Elles sont approximativement égales au débit moyen de l'écoulement souterrain.

Les *ressources non renouvelables en eau souterraine* proviennent essentiellement de l'exploitation des réserves des nappes captives à faible renouvellement. Elles peuvent également dépenser la réserve permanente des nappes libres. Leur durée est limitée dans le temps. La proportion de la réserve ainsi consommée est la *réserve exploitable*.



S.E.F.

▲ ***Sédiments sableux de la côte de Flat Rock en Afrique du Sud.***



Desmarteau - Explorer

LES ROCHES SÉDIMENTAIRES ET LA SÉDIMENTATION

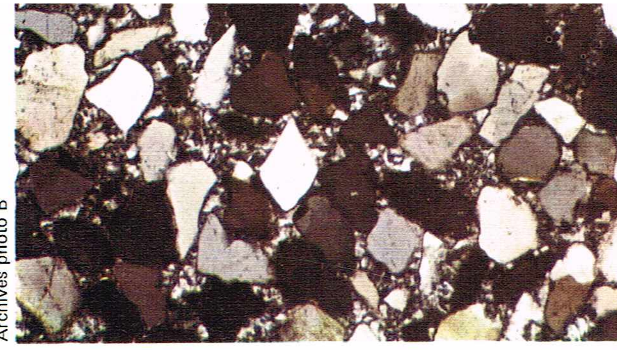
Les roches sédimentaires

Les roches sédimentaires se forment à partir de matériaux (sédiments) qui se déposent à la surface du globe suivant des modalités différentes et dans des milieux continentaux et marins. Les sédiments résultent souvent de l'accumulation de matériaux hétérogènes des points de vue chimique, minéralogique et pétrographique. Les sédiments, continuellement soumis au poids de nouveaux dépôts, subissent des modifications de texture et de composition qui aboutissent à la formation de roches compactes. L'ensemble des changements de texture ainsi que de composition minéralogique et chimique des sédiments prend le nom de *diagenèse*. Les processus diagénétiques n'aboutissent pas forcément à la consolidation totale de la roche. Ainsi, on connaît des exemples de roches sédimentaires très anciennes restées incohérentes et friables comme le sont certains sédiments actuels. A l'inverse, certains dépôts sédimentaires actuels, comme les travertins et les calcaires récifaux, sont consolidés au moment de leur formation. Les principaux processus sédimentaires sont observables actuellement et étudiables directement ou indirectement sur les terres émergées comme dans les profondeurs océaniques.

Le *cycle sédimentaire*, considéré comme l'ensemble des processus aboutissant à la formation des sédiments, commence sur les terres émergées par la *production de matériaux* qui résultent de l'altération météorique des formations appartenant aux trois grandes subdivisions lithologiques : roches sédimentaires, métamorphiques et éruptives. Deux types de matériaux se forment au cours de l'altération météorique : en premier lieu, le matériel détritique solide, constitué essentiellement par des fragments plus ou moins modifiés des roches altérées et par des minéraux néoformés dans les profils d'altération ; en second lieu, les substances en solution dans les eaux



Archives I.G.D.A.



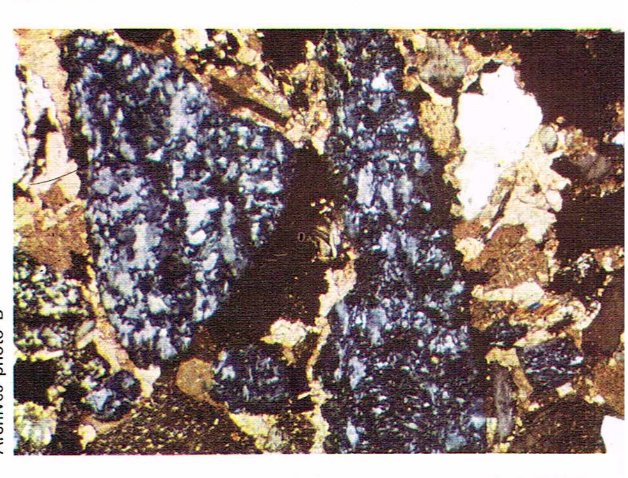
Archives photo B



Archives photo B



Archives photo B



Archives photo B

▲ Grès *oligocènes résultant de la cimentation des sédiments sableux. Cassinelle, Alexandrie (Italie).*

▶ *Ci-contre, de haut en bas : lames minces en lumière polarisée et analysée. Grains détritiques de quartz soudés les uns aux autres par un ciment de calcédoine dans un grès quartzeux de l'Éocène inférieur (Mons, Belgique). Grains détritiques de quartz (jaunes à gris), de feldspaths maclés et clivés, paillettes de muscovite de teinte très vive et cristaux néogénétiques de calcite dans un grès du Crétacé supérieur (Bergame, Italie). Fragments polycristallins de roches quartzeuses (débris de couleur sombre pointillés de blanc) et quartzo-séricíteux (débris de couleur sombre pointillés de jaune) avec éléments détritiques quartzeux et feldspathiques dans un grès à ciment calcaire crétacé (Sarnico, Italie). Fragments anguleux de serpentine dans un grès à ciment carbonaté oligocène (Alexandrie, Italie).*

d'altération, comme les ions et les particules colloïdales. La seconde phase du cycle sédimentaire consiste dans le *transport* du matériel, détritique et en solution, vers la mer ; ce transport est surtout l'œuvre des fleuves. La troisième phase est la *sédimentation* du matériel, qui s'est différencié au cours du transport, dans les divers milieux sédimentaires. Enfin, les changements subis par les sédiments après le dépôt, et qui en produisent souvent la lithification, constituent la quatrième et dernière phase du cycle sédimentaire : la phase de la *diagenèse*.

Les sédiments continentaux tendent à être érodés et transportés ultérieurement vers la mer au cours du même cycle sédimentaire. On connaît toutefois des exceptions notables à cette règle : certaines roches sédimentaires déposées en milieu continental durant des ères géologiques parfois assez reculées (au Précambrien). Les sédiments marins déposés dans des milieux à profondeur limitée et intermédiaire (néritique et bathyal) sont souvent soumis à l'érosion sous-marine et redéposés en milieu plus profond avant la lithification ; quand ils sont lithifiés (à la fin du cycle sédimentaire), ils subissent fréquemment des plissements et des soulèvements tectoniques qui produisent leur émersion et ils sont attaqués par l'érosion aérienne. Seuls les sédiments océaniques abyssaux s'accumulent de manière permanente, loin des continents.

Les sédiments océaniques d'âge géologique plus ancien que le Tertiaire n'ont pas été jusqu'à présent accessibles à l'observation directe.

Classification et composition minéralogique des roches sédimentaires

Les roches sédimentaires sont subdivisées en deux grands groupes : les *roches détritiques* ou *clastiques* et les *roches chimiques,* selon qu'elles sont constituées de matériel transporté jusqu'au lieu de sédimentation définitive sous forme solide, granulaire, ou bien en solution. Les roches sédimentaires chimiques comprennent aussi les *roches biochimiques* ou *organogènes,* formées surtout de résidus solides, calcaires ou siliceux, d'organismes végétaux ou animaux, accumulés dans le milieu même où vivaient les organismes.

Ce schéma de classification n'a pourtant pas valeur absolue : de nombreuses roches sédimentaires sont composées de matériaux d'origines diverses (détritique et organogène par exemple). De plus, dans certains cas particuliers, fréquents surtout parmi les roches calcaires, un sédiment organogène ou chimique peut avoir subi un transport prolongé avant son dépôt définitif ; dans ce cas, il prend toutes les caractéristiques des sédiments clastiques. Un autre exemple est offert par certaines argiles kaoliniques (argiles résiduelles), qui ont le caractère des dépôts d'origine chimique, et non détritique comme les autres argiles. Les roches sédimentaires comprennent donc plusieurs grands groupes. Ceux-ci, désignés par des noms utilisés depuis longtemps, sont fondés surtout sur la composition granulométrique pour les roches clastiques et sur la composition chimique pour les chimiques.

Les *roches clastiques* sont traditionnellement divisées en trois groupes : les *conglomérats,* les *grès* et *sables,* et les *argiles*, auxquels correspondent des sédiments récents : les *graviers,* les *sables* et les *boues détritiques ;* le terme d'argile s'adresse plutôt, selon l'usage le plus commun, soit aux sédiments incohérents (boues), soit aux roches sédimentaires plus ou moins consolidées.

Les principaux groupes de *roches d'origine chimique* sont les *calcaires,* qui comprennent aussi des roches détritiques, les *dolomies,* les *roches siliceuses non détritiques* et les *évaporites.* Il n'existe pas de termes particuliers pour désigner les sédiments correspondants non

consolidés, car ils ne sont pas fréquents dans l'ère géologique actuelle, où dominent largement les sédiments clastiques.

Les constituants minéralogiques fondamentaux des roches sédimentaires sont en partie communs aux roches ignées et métamorphiques, en partie caractéristiques ou très répandus dans cette catégorie de roches seulement. Tous les minéraux fémiques des roches ignées (à l'exception de la chlorite) manquent ou sont présents en quantités accessoires (minéraux lourds) car ils se sont formés à des températures élevées et sont rapidement détruits par hydrolyse durant l'altération météorique des roches. Il en est de même pour un groupe de minéraux exclusifs des roches métamorphiques stables eux aussi dans des conditions de température et de pression très différentes de celles existant à la surface de la Terre.

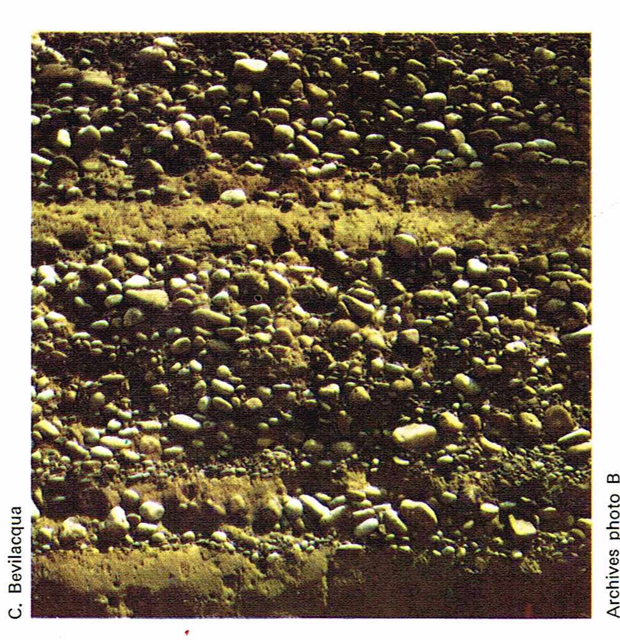
Le **quartz** est commun soit dans les roches détritiques, spécialement dans les grès, les sables et les limons, soit dans les roches siliceuses non détritiques, dont beaucoup sont composées essentiellement de quartz microcristallin. Ce minéral constitue, en outre, le ciment de certains grès. On trouve fréquemment dans les roches siliceuses non détritiques de la **calcédoine** et de **l'opale,** autres formes minéralogiques de la silice, laquelle a une origine organogène (tests d'organismes siliceux) ou bien précipite directement à partir de la solution, au cours de la sédimentation et de la diagenèse. La **cristobalite,** modification polymorphe du quartz, semble présente dans les roches argileuses et dans certains types de roches siliceuses constituées d'opale, où elle se présente comme un agencement partiel des tétraèdres élémentaires SiO_4, dont la disposition peut parfois se rapprocher de la symétrie du réseau de la tridymite.

Les **feldspaths alcalins** sont fréquents dans les roches détritiques. Les plagioclases contenant des quantités notables de calcium sont détruits au cours de l'altération météorique, tandis que les feldspaths alcalins sont plus résistants et ne s'hydrolysent complètement qu'en climat chaud ou humide et dans les régions de plaine présentant un puissant manteau d'altération (sol). Les feldspaths alcalins, en particulier l'*albite,* peuvent, de plus, se former pendant la diagenèse des sédiments, par réaction entre les différentes substances contenues en solution dans les eaux interstitielles. Cela se produit surtout dans les sédiments à grain fin, tant calcaires qu'argileux.

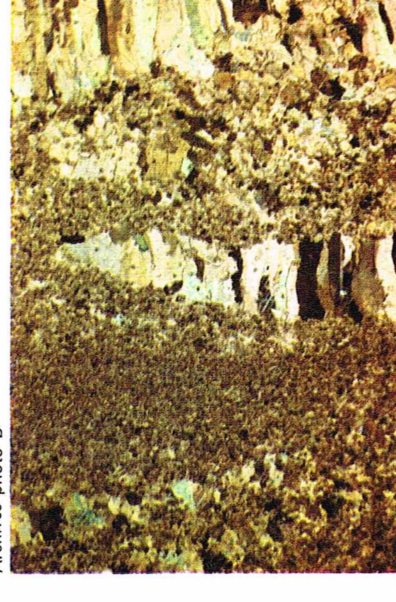
Les **fragments de roches** sont les composants caractéristiques des roches sédimentaires détritiques à grain grossier et moyen, c'est-à-dire de certains conglomérats et grès. Dans les conglomérats, on peut trouver des galets appartenant à différents types lithologiques, selon la nature des roches affleurant dans la zone d'alimentation et les processus d'altération météorique dominants. En général, les galets de roches ignées et métamorphiques sialiques sont plus fréquents que ceux des roches fémiques, du fait de la plus grande altérabilité de ces dernières. De plus, les fragments provenant de roches à texture fine, microcristalline (serpentinites, silex, etc.) sont communs en raison de leur plus grande résistance à la désagrégation. Les galets calcaires sont plutôt rares. Parmi les fragments de roches présents dans les grès, les types lithologiques à grain fin dominent, les roches à grain grossier ne pouvant pas donner naissance à des grains de sable polyminéralogiques; en effet, ceux-ci se désagrègent et donnent les minéraux simples qui les constituent. Un type particulier de fragment de roche est le matériel détritique d'origine pyroclastique (lapilli et cendres volcaniques), qui peut provenir d'éruptions contemporaines de la sédimentation ou de l'érosion de dépôts pyroclastiques préexistants.

Les **micas** sont présents en quantité accessoire dans les roches sédimentaires clastiques à grain moyen et fin et surtout dans les limons. Ils sont représentés principalement par la *muscovite,* assez résistante à l'altération météorique, tandis que la *biotite* s'altère plus facilement, surtout dans les régions à climat chaud et humide. Les *chlorites* se forment généralement pendant la diagenèse des sédiments, mais sont présentes également dans le matériel détritique.

Les **minéraux des argiles** (*kaolinite, montmorillonite, illite,* etc.) sont les composants fondamentaux des argiles, surtout de celles à grain très fin, et sont souvent présents, en quantités moindres, dans beaucoup d'autres roches sédimentaires. Ils prennent naissance au cours



C. Bevilacqua



Archives photo B

▲ *A gauche,* **roches sédimentaires détritiques** *à caractère conglomératique; ce sont des galets faiblement soudés par un ciment sablo-argileux (Chiusi, Italie). A droite, carbonates (essentiellement calcite) montrant différentes textures dans un calcaire triasique (lame mince en nicols croisés; collection privée).*

des processus d'altération météorique et de diagenèse; ils peuvent, en outre, dériver de l'altération physique des roches argileuses déjà existantes et ont parfois une origine hydrothermale. La composition définitive des minéraux des argiles dans les roches sédimentaires est donc déterminée pendant la diagenèse des sédiments.

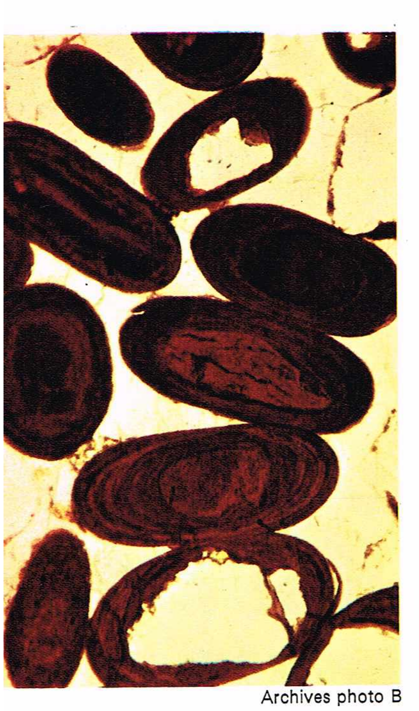
Les **hydroxydes de fer** (*goethite,* etc.) et d'**aluminium** (*boehmite,* etc.) peuvent être concentrés dans les dépôts continentaux qui représentent le résidu insoluble ou peu soluble de l'altération météorique des roches (latérites). De plus, l'hydroxyde de fer est présent originellement dans les sédiments actuels de différents types, déposés en milieu continental ou côtier, mais se transforme généralement pendant la diagenèse en *hématite (oxyde ferrique)* et autres minéraux ferrifères.

Les **carbonates,** minéraux assez répandus dans les roches sédimentaires, sont les constituants fondamentaux des calcaires et des dolomies; ils sont aussi présents dans les roches clastiques, sous forme de résidu ou comme ciment chimique secondaire. La genèse des minéraux carbonatés des roches sédimentaires est variée. L'*aragonite* prend naissance par précipitation chimique ou organogène, mais elle se transforme rapidement en calcite lors des premières phases de la diagenèse. La *calcite* peut avoir une origine chimique, organogène ou détritique, tandis que la *dolomite* se forme surtout pendant la diagenèse et présente rarement un caractère détritique ou chimique. La *sidérite* et l'*ankérite* sont des minéraux diagénétiques, tandis que la *magnésite,* rarement identifiée comme telle dans les roches sédimentaires, est surtout organogène.

Les **évaporites,** sédiments et roches produits par précipitation chimique de sels provenant de l'évaporation de masses d'eaux marines ou continentales, sont constituées de minéraux très solubles. En dehors de certains carbonates qui peuvent se former selon ce processus, les minéraux des évaporites comprennent les *sulfates de calcium (anhydrite* et *gypse),* le *chlorure de sodium (sel gemme)* et divers *sels de sodium, potassium* et *magnésium* à solubilité élevée et ne précipitant donc que dans des solutions assez concentrées.

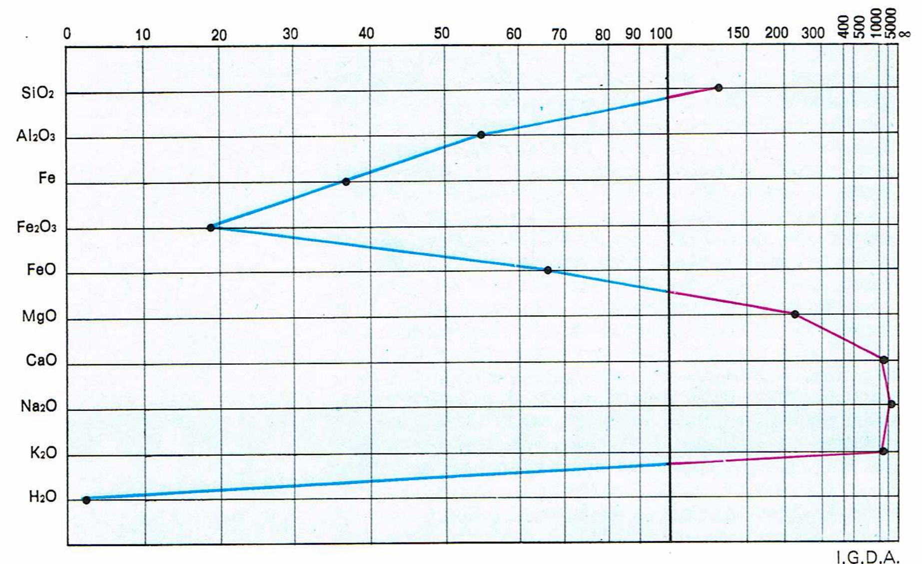
La **matière organique,** d'origine animale ou végétale, est présente seulement en quantité accessoire dans les sédiments et des roches sédimentaires. Elle se dépose en même temps que le matériel inorganique, sous forme de cadavres et de fragments d'organismes morts et sous forme de matériel en solution adsorbé à la surface des minéraux argileux. La matière organique a un rôle assez important dans les processus diagénétiques; dans certains cas, elle peut donner naissance aux gisements d'hydrocarbures et de carbone.

Les **minéraux diagénétiques,** ou minéraux formés pendant la diagenèse des sédiments, ont un intérêt notable. Ils peuvent comprendre presque tous les minéraux d'origine détritique ou chimique, lesquels sont soumis au cours de la diagenèse à des phénomènes de



Archives photo B

▼ ***Ce diagramme montre la différence de composition chimique entre un gneiss sain et la même roche altérée en faisant intervenir le rapport entre les pourcentages de chaque élément exprimé en oxydes multipliés par 100 dans une roche et dans l'autre. Les éléments dont les points représentatifs tombent à droite de la verticale noire (100) sont évacués au cours de l'altération météorique, ceux qui sont à gauche de cette verticale se concentrent dans le profil d'altération (d'après Goldich).***



I.G.D.A.

dissolution et de reprécipitation, ainsi que d'autres minéraux se formant principalement ou uniquement pendant la diagenèse. Par ordre d'importance, après la *dolomite* et les autres carbonates *(sidérite, ankérite),* d'origine principalement ou uniquement diagénétique, et les *minéraux des argiles* dont la composition finale, presque toujours illitique dans les sédiments marins, est déterminée par la diagenèse, viennent les *minéraux ferrifères,* les *phosphates* et les *zéolites.*

Les **minéraux ferrifères,** qui ne sont généralement présents qu'en quantités accessoires dans certaines roches, surtout d'origine chimique, peuvent cependant être les composants fondamentaux des roches sédimentaires ferrifères. Ils se forment pendant la diagenèse des sédiments qui contiennent du fer, lequel est déposé presque toujours sous forme d'hydroxyde ferrique colloïdal. Selon les diverses conditions diagénétiques, il peut se former : des *sulfures de fer (pyrite, marcassite),* des *carbonates (sidérite, ankérite),* des *silicates (glauconite, chlorites ferrifères* et minéraux analogues) et des *oxydes (hématite, magnétite).* Un composant caractéristique des sédiments océaniques actuels est représenté par des nodules constitués essentiellement d'*oxydes* et d'*hydroxydes* de fer et de manganèse, produits par un accroissement direct au contact avec les eaux du fond enrichies en ces éléments ou bien à l'intérieur du sédiment pendant la diagenèse.

On trouve, disséminé en petites quantités dans certaines roches sédimentaires mais surtout concentré dans les phosphorites, un *phosphate de calcium colloïdal (la collophanite)* ayant la composition chimique de l'apatite, qui se forme pendant la diagenèse mais aussi par précipitation directe. La *vivianite,* d'origine diagénétique, est un phosphate de fer plus rare.

Les *zéolites* se forment spécialement pendant la diagenèse des sédiments qui contiennent du matériel vitreux d'origine volcanique et des dépôts pyroclastiques ; parmi les zéolites ainsi produites, l'*analcime* est commune. La *phillipsite,* zéolite de calcium, sodium et potassium, est également présente dans les sédiments océaniques profonds, dont elle peut être un composant fondamental.

L'origine du matériel sédimentaire

Sur les terres émergées, le cycle sédimentaire commence avec l'altération météorique des roches affleurantes ou situées à des profondeurs de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, et avec la production de matériel détritique résiduel, de minéraux des argiles néoformées et de substances en solutions ionique ou colloïdale. Pour les distinguer des sédiments constitués de matériel sédimentaire provenant de l'altération météorique d'un ou de plusieurs types de roches, ces dernières sont désignées sous le nom de *roches mères.*

L'altération météorique se fait grâce à des processus assez divers qui peuvent être classés en deux catégories : les phénomènes physiques et les phénomènes chimiques. Parmi les facteurs des premiers se trouvent les variations de température, surtout entre le jour et la nuit, le gel et le dégel de l'eau contenue dans de minuscules fissures de la roche et l'action de la gravité. Les seconds comprennent principalement l'hydrolyse des silicates et la mise en solution des autres minéraux des roches, c'est-à-dire des carbonates, des sulfates, etc. Aux processus chimiques sont associés les processus biologiques, qui provoquent l'enrichissement des eaux superficielles en anhydride carbonique et en colloïdes organiques (acides humiques, etc.), augmentant grandement la solubilité de certaines substances.

Il résulte de l'action des divers processus d'altération météorique, qui se développent avec une intensité assez variable selon le climat de la région et sa géomorphologie, que la composition chimique et minéralogique des roches change graduellement à des profondeurs allant de quelques mètres dans les zones à climats tempérés à plusieurs dizaines de mètres dans les climats intertropicaux assez pluvieux. Les facteurs favorisant la formation de ce *manteau d'altération,* appelé aussi *éluvium,* ou *sol* (bien que ce dernier terme soit souvent réservé à ses niveaux supérieurs), sont surtout l'abondance des précipitations, et donc des eaux vadoses qui s'infiltrent dans le niveau superficiel des roches désagrégées par l'altération physique, et la température élevée qui augmente la rapidité des réactions chimiques. Dans les climats froids des zones périglaciaires et dans les climats arides (désertiques), l'altération météorique agit surtout par les processus physiques et produit presque uniquement du matériel détritique ayant la même composition que les roches dont il dérive.

Le changement notable de composition chimique et minéralogique des roches provoqué par les processus chimiques d'altération météorique peut être étudié en déterminant la nature du matériel situé à différents niveaux du manteau d'altération et en la comparant avec celle des roches sous-jacentes non altérées. On a ainsi pu observer que les changements les plus importants concernent surtout les roches ignées et métamorphiques, tandis que la composition minéralogique de nombreuses roches sédimentaires, surtout détritiques, ne varie pas substantiellement ; souvent, il leur manque seulement un éventuel ciment calcitique.

L'altération de la plupart des minéraux des roches ignées et métamorphiques est due à leur instabilité dans les conditions de température et pression existant à la surface de la Terre, ces minéraux s'étant formés pendant les processus magmatiques et métamorphiques, à des températures élevées. Les feldspaths et les minéraux fémiques sont totalement détruits par l'altération météorique si celle-ci se déroule dans des régions de plaines à forte pluviosité et à climat chaud, tandis que les feldspaths alcalins peuvent échapper à l'altération dans les régions tempérées ou dans les zones montagneuses à érosion rapide. Parmi les minéraux fondamentaux des roches ignées et métamorphiques, seul le quartz résiste à l'altération météorique, bien qu'il soit parfois attaqué par des eaux fortement alcalines.

Alors que la *dissolution* de certains minéraux fondamentaux des roches, comme les minéraux des évaporites et des carbonates, est facilement compréhensible, la disparition progressive de la plupart des minéraux silicatés du manteau d'altération se produit selon un mécanisme plus complexe : l'*hydrolyse.* Jusqu'à ces dernières années, on pensait que l'hydrolyse des silicates produisait essentiellement la désagrégation de leur réseau cristallin et la libération des cations métalliques que celui-ci contenait (calcium, sodium, potassium, fer, magnésium, manganèse, etc.) sous forme de solution de bicarbonates, sulfates et chlorures, tandis que la silice et l'alumine, insolubles, étaient entraînées sous forme de solution colloïdale. On a cependant reconnu que durant l'hydrolyse la silice et l'alumine se libéraient du réseau des silicates, essentiellement sous forme d'ions ou de groupes ioniques, et constituaient donc des solutions vraies ; leur éventuelle polymérisation, qui donne des particules plus grandes, colloïdales, est un phénomène secondaire.

L'hydrolyse des silicates est semblable à la mise en solution de la calcite et des autres minéraux solubles. En particulier, des considérations théoriques sur l'hydrolyse des feldspaths ont montré que le phénomène débute par la formation d'une pellicule composée de molécules polaires d'eau, orientées sur le cristal de façon à ce que

leurs atomes d'hydrogène, avec une charge électrique résiduelle positive, soient proches des atomes d'oxygène du réseau cristallin, lesquels possèdent des charges électriques négatives déterminées par l'interruption du réseau. Certains ions d'hydrogène, produits par la dissociation de l'eau ou d'acides inorganiques ou organiques *(acides humiques)* présents dans les eaux vadoses, pénètrent dans le réseau du silicate et vont se substituer aux gros cations métalliques (sodium, potassium, calcium). Les cations métalliques sortent du cristal et passent dans la phase liquide qui l'entoure; le processus continue grâce à la circulation des eaux vadoses.

La structure fondamentale des silicates, formée par l'association de tétraèdres SiO_4 réunis par leurs sommets (parfois, quelques ions silicium sont remplacés par des ions aluminium), est déformée par la substitution des ions hydrogène par des cations métalliques. Ensuite, l'édifice cristallin est détruit par la rupture des liaisons entre l'oxygène et le silicium, et surtout par celle des liaisons entre l'oxygène et l'aluminium. Des solutions vraies de silice et d'alumine (dans le premier cas sous forme d'ions SiO_4^{----} tétravalents, dans le second sous forme d'ions aluminium trivalents, libres ou hydratés) ainsi que de fragments du réseau cristallin submicroscopiques prennent ainsi naissance. En effet, on a observé au microscope électronique dans la fraction granulométrique la plus fine des sols des petites billes amorphes représentant vraisemblablement des résidus du réseau cristallin des silicates appauvris ou dépourvus des cations métalliques. Ces globules, qui constituent la phase dispersée d'une solution colloïdale, passent ensuite en solution vraie par suite de la libération de la silice et de l'alumine.

La solubilité de l'alumine dans des eaux à peu près neutres est inférieure à celle de la silice; pour cette raison l'alumine a tendance à se concentrer dans le résidu insoluble provenant de l'altération de la roche dans les niveaux supérieurs des profils d'altération. Les eaux très acides (comme celles de certaines tourbières) provoquent une dissolution préférentielle de l'alumine par rapport à la silice, tandis que les eaux fortement alcalines provoquent le passage en solution aussi bien de la silice que de l'alumine (celle-ci sous forme d'ion hydraté).

L'aptitude des éléments chimiques présents dans les réseaux cristallins à passer en solution pendant l'hydrolyse est variable.

Les *ions* des *métaux alcalins* et *alcalino-terreux* (potassium, sodium, calcium), caractérisés par de grandes dimensions, une charge électrique faible et une coordinence élevée, sont facilement expulsés des interstices qu'ils occupent entre l'échafaudage de tétraèdres SiO_4 et AlO_4.

Le *fer,* le *magnésium* et l'*aluminium,* caractérisés par un rayon ionique plus faible et par une coordinence moins élevée, sont expulsés par la suite.

Le *silicium* et l'*aluminium,* qui occupent le centre des tétraèdres SiO_4 ou AlO_4, peuvent migrer seulement après la destruction totale du réseau silicaté.

La vulnérabilité des principaux minéraux silicatés par rapport à l'hydrolyse peut être mesurée par l'estimation de leur disparition progressive dans les roches de niveaux de plus en plus élevés du manteau d'altération. L'*échelle d'altérabilité* ainsi établie est identique à la suite réactionnelle de Bowen pour les minéraux magmatiques. Les minéraux sont d'autant plus sensibles à l'hydrolyse que leur température de formation est élevée : l'olivine, les pyroxènes, les plagioclases calciques et calco-sodiques s'hydrolysent beaucoup plus rapidement que les minéraux formés à des températures plus basses, comme les micas et les feldspaths alcalins; le quartz, qui est le dernier minéral à cristalliser dans les magmas, est assez stable.

Tous les éléments chimiques des roches soumises à l'altération météorique passent en solution mais en proportions différentes.

Si l'on prend en considération uniquement les éléments principaux, on constate que les *alcalins* et les *alcalino-terreux* passent totalement en solution et sont en grande partie évacués du profil d'altération. Toutefois, un petit nombre de ces éléments (surtout le calcium et le potassium) reste, même si l'altération est très poussée. Ils se combinent avec d'autres éléments pour former des minéraux argileux de néoformation, ou bien ils sont adsorbés à la surface des minéraux argileux.

Le *fer* passe totalement en solution : le fer ferrique sous forme d'hydroxyde colloïdal, tandis que le fer ferreux soluble, sous forme ionique surtout dans les eaux enrichies en anhydride carbonique, est oxydé rapidement et transformé en oxyde de fer colloïdal. Au cours de la traversée des différents horizons pédologiques, le fer colloïdal peut, avec une intensité qui diffère en fonction des conditions climatiques, floculer et donc se fixer sous forme d'hydroxydes dans le sol (sols latéritiques, *terra rossa,* etc.). Mais, au fur et à mesure que l'altération se poursuit, les sols sont érodés et le fer est de nouveau transporté en solution ou en suspension vers les bassins marins.

L'*aluminium,* qui est un des éléments essentiels des réseaux silicatés, se déplace en solution vraie en très faibles teneurs; il se concentre généralement en tant que résultat de l'hydrolyse des silicates. Sous les climats intertropicaux, il se fixe dans les sols latéritiques plus ou moins riches en hydroxydes ferriques, sous forme d'hydroxydes (boehmite, gibbsite, etc.). Dans le cas des climats tempérés, l'entraînement de la silice et des cations métalliques du manteau d'altération est beaucoup moins important; la plus grande partie de l'alumine se combine alors avec ces éléments pour former des minéraux argileux.

La *silice* en solution, qui résulte de l'hydrolyse des silicates et, en proportion moindre, de la dissolution du quartz, ne précipite pas directement dans les sols. Elle se combine avec l'aluminium et les cations métalliques pour former les réseaux des minéraux argileux, ou bien est transportée en solution, notamment dans les régions intertropicales où les eaux sont chargées de substances organiques colloïdales favorisant la solubilité de la silice.

La mobilité des principaux éléments chimiques des roches pendant l'altération météorique peut être exprimée à partir des résultats des analyses chimiques des sols à différents niveaux par rapport à la roche mère saine. Dans le même but, on peut effectuer des comparaisons entre la composition chimique moyenne des roches de la lithosphère et la composition chimique moyenne des éléments dissous dans les eaux douces. On constate ainsi que le sodium, le calcium et le potassium, le chlore, les sulfates sont entièrement transportés en solution. Le magnésium, la silice, le phosphore, le manganèse et un certain nombre d'autres éléments sont plus difficilement entraînés. L'alumine montre des teneurs qui restent constantes, tandis que le fer se concentre dans les profils d'altération.

Au cours de l'altération se forment, en plus des substances en solution, des *minéraux nouveaux* qui peuvent rester dans les sols ou bien être transportés, après érosion, dans différents milieux marins ou continentaux où ils se sédimentent. Les minéraux néoformés les plus courants sont les *hydroxydes d'aluminium* et de *fer* et en partie les *minéraux argileux.*

Les deux premiers groupes de minéraux s'associent pour former les sols latéritiques actuels ou fossiles, dans lesquels on peut trouver aussi l'oxyde ferrique (hématite).

Les minéraux argileux ont une très grande importance dans tous les profils d'altération. Leur composition chimique et leur réseau cristallin sont en équilibre avec les conditions physico-chimiques existant à la surface du globe. Les minéraux argileux sont caractéristiques des roches sédimentaires, mais on les rencontre aussi dans des roches métamorphiques (métamorphisme très légers anchyzone) comme les schistes argileux, dans des roche-magmatiques altérées par des phénomènes hydrothers maux métasomatiques et dans les dépôts pyroclastique, diagénisés.

Les minéraux argileux se forment essentiellement pendant l'altération météorique des roches et la formation des sols, selon des processus physico-chimiques encore mal connus. Ils dérivent en partie de l'altération physique de roches primitivement argileuses ou argilo-schisteuses (héritage), en partie de la réorganisation du réseau cristallin de certains phyllosilicates contenus dans les roches ignées (micas, chlorites) ou métamorphiques. Dans ces roches, par ailleurs, les processus métamorphiques ou hydrothermaux aboutissent à la chloritisation des minéraux ferromagnésiens et à la séricitisation des feldspaths. Pendant la formation des sols, les muscovites et les chlorites sont assez stables ou subissent de légères modifications : par exemple, la muscovite s'appauvrit en potassium. L'illite présente un réseau cristallin assez

◀ Page ci-contre, en haut, oolithes formées par des auréoles concentriques d'hydroxydes de fer dans un minerai de fer jurassique de Lorraine (minette). Le centre des oolithes est parfois occupé par des grains de quartz ou des débris de coquilles (lame mince en lumière transmise non polarisée).



▶ *L'énorme énergie de certains agents de transport du matériel sédimentaire est mise en évidence par la présence de gros blocs dans les dépôts clastiques oligocènes (Acqui, Piedmont, Italie).*

D. Fernandez

▶ *Lors du transport du matériel sédimentaire, les éboulements d'amas rocheux, les glissements de matériaux incohérents, argileux, sont fréquents et communs dans les régions montagneuses; ici un aspect de ce transport important dans la vallée du Drac-Blanc (dans le fond, le mont Sirac, 3 440 m).*

semblable à celui de la muscovite (séricite), et on n'exclut pas la possibilité d'un lien de parenté entre ces deux minéraux.

Les minéraux argileux, par modification de leurs réseaux, donnent naissance à des mélanges que l'on appelle des *minéraux interstratifiés,* composés par une alternance plus ou moins ordonnée de feuillets élémentaires de composition différente (par exemple : chlorite-illite, illite-montmorillonite, etc.). Les minéraux interstratifiés sont un témoignage des changements progressifs que peuvent subir les minéraux argileux : c'est ainsi que, par exemple, se forment la vermiculite et les smectites.

Enfin, une partie des minéraux argileux (néogenèse) se forment par synthèse des éléments (alumine, silice, cations métalliques) dissous dans les eaux vadoses, de manière analogue aux autres minéraux diagénétiques. Si les eaux vadoses sont pauvres ou dépourvues d'ions métalliques en solution par suite d'un drainage très intense, le minéral argileux dominant qui se forme est la kaolinite. Une altération météorique particulièrement intense, avec évacuation même de la silice, aboutit à la formation d'hydroxydes d'aluminium (origine des bauxites). Si, au contraire, les conditions morphologiques et climatiques sont telles que le drainage des sols est incomplet, des smectites, caractérisées par la présence de cations métalliques (sodium, calcium) dans leur réseau, peuvent se former. L'illite et la chlorite peuvent aussi se former par la synthèse de substances en solution.

Le transport du matériel sédimentaire

Le matériel sédimentaire, formé par des substances en solutions ionique et colloïdale dans les eaux continentales et par des éléments détritiques de dimensions très variées, est transporté à partir des lieux d'érosion vers différents milieux où il se sédimente temporairement ou définitivement. Le transport se fait par le biais d'agents naturels : les eaux continentales (fleuves) et les eaux marines, le vent, les glaciers et un certain nombre d'organismes vivants. Pendant le transport s'effectuent de nombreuses transformations des caractères du matériel sédimentaire qui vont persister au cours des temps et permettre des reconstitutions paléogéographiques.

Le transport du matériel sédimentaire commence dans les lieux où il se forme par altération météorique des roches, essentiellement sous l'action de la force de gravité. Les éboulements d'amas rocheux, les glissements de matériaux incohérents, argileux, sont fréquents et communs dans les régions montagneuses. Le lent cheminement vers le bas des pentes du matériel incohérent formé pendant les éboulements, ainsi que des matériaux qui résultent de la désagrégation de la roche altérée sur place, constitue un phénomène moins spectaculaire que les éboulements mais aussi important du point de la quantité de matière transportée.

Dans les régions périglaciaires, l'action du gel et du dégel de l'eau qui imbibe les matériaux superficiels

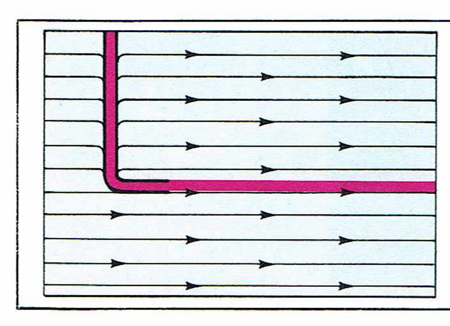


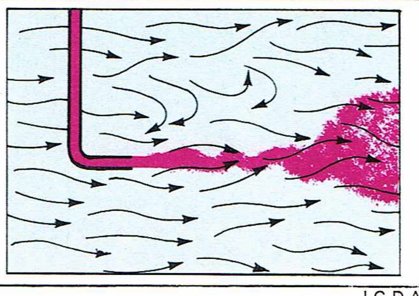
Binois - Pitch

facilite le mouvement de ces derniers vers le bas des pentes lors du dégel (solifluxion), même si le matériel détritique est dépourvu d'une matrice interstitielle argileuse.

Dans les régions à climat semi-aride, caractérisées par de fortes précipitations pendant des périodes brèves de l'année, le **transport par gravité** prend une forme particulière dans le cas de sédiments argileux gorgés d'eau. Il s'agit de coulées de boue qui glissent rapidement vers le bas des pentes en transportant, du fait de leur densité élevée, d'énormes blocs rocheux. La fluidité des alluvions boueuses peut varier de manière considérable en fonction du rapport entre le volume de matériel argileux et le volume d'eau qui l'imbibe. Ainsi, les coulées denses parcourent des distances assez faibles, de l'ordre de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres; par contre, les coulées fluides, comme les alluvions des fleuves, peuvent parcourir des distances très importantes. Les coulées de boue sont caractérisées par l'absence totale de classement granulométrique.

Le transport par gravité peut aussi être appelé *transport de masse,* car il ne produit aucune sélection granulométrique, les fragments détritiques de toutes tailles étant transportés simultanément sur des distances semblables. Le transport prend fin lorsque la pente sur laquelle glissent les alluvions devient insuffisante. La distance du transport, qui ne dépasse pas quelques kilomètres, suffit généralement pour que les sédiments atteignent le fond de la vallée, où ils constituent des accumulations temporaires, ou *colluvions.* L'érosion des cours d'eau endigués emporte les fractions argileuses, les limons et laisse sur place uniquement les blocs; les galets et les graviers sont transportés sur un trajet limité, au régime torrentiel.





I.G.D.A.

▲ ***Comparaison entre un flux laminaire** (à gauche) **et un flux turbulent** (à droite). **Dans ce second cas le liquide coloré, injecté par un petit tube immergé, diffuse dans toute la masse fluide en mouvement par suite des mouvements tourbillonnaires des filets d'eau (d'après Krumbein et Sloss).***

Un mécanisme analogue au transport de masse se rencontre dans certains milieux marins. Il s'y manifeste par le glissement de couches ou d'amas de sédiments incohérents le long des talus continentaux. Les phénomènes s'accompagnent parfois de courants de turbidité capables de provoquer un certain classement granulométrique dans le sédiment pendant son transport.

Transport par les eaux continentales

Les eaux continentales exercent déjà leur action de transport du matériel sédimentaire au cours du transport de masse. Les eaux de ruissellement sauvages, c'est-à-dire non canalisées, emportent la fraction détritique fine et surtout les matériaux solubles résultant de l'altération météorique et les déversent dans les ruisseaux et les torrents de montagne. Dès le commencement du transport sédimentaire s'établit une distinction très nette entre le matériel transporté en solution et le matériel détritique. Les substances en solution et les matériaux en suspension, comme les particules argileuses, sont très rapidement évacués des régions originelles. Les vitesses du transport des éléments en solution et de celui des argiles sont comparables.

Le transport du matériel détritique grossier et moyen s'effectue plus lentement, par étapes successives, qui alternent avec des moments d'immobilité donc de dépôt des éléments détritiques dans les milieux sédimentaires continentaux (fleuves, lacs, etc.). Une partie importante du matériel sédimentaire grossier reste immobilisé sur les continents, où il se sédimente définitivement; seul un rehaussement régional peut provoquer la reprise de l'érosion par suite d'un relèvement du niveau de base des rivières.

Par contre, les éléments détritiques en suspension comme les particules argileuses et les éléments en solution sont directement amenés vers la mer (c'est également le cas de la fraction sableuse la plus fine). Les cours d'eau transportent les divers types de matériaux détritiques suivant des processus différents.

Les substances en solution (c'est-à-dire les chlorures, les sulfates, les bicarbonates, etc., de sodium, de potassium, de calcium, de magnésium, de fer, etc.) sont généralement présentes en teneurs suffisamment faibles pour qu'il n'y ait pas de précipitation des sels respectifs moins solubles. Une exception doit toutefois être signalée : le *carbonate de calcium,* dans certains fleuves, peut atteindre des concentrations proches ou dépassant le taux de saturation. Il précipite alors sous forme de très fins cristaux de calcite ou bien sous forme de précipités colloïdaux qui sont transportés en suspension. La teneur en calcium des eaux continentales et marines est fortement augmentée par la présence d'anhydride carbonique provenant de la décomposition de substances organiques; pour cette raison, les fleuves qui coulent dans les régions tropicales où la couverture végétale est très importante montrent des teneurs notables en sels dissous.

La silice est transportée par les cours d'eau, soit sous forme de solutions ioniques (anions tétravalents SiO_4) en teneurs faibles ne dépassant pas le taux de saturation, soit, dans certaines conditions, sous forme de précipités colloïdaux.

Différentes substances en solution colloïdale sont signalées dans les eaux continentales. L'*hydroxyde de fer,* formé essentiellement par oxydation de fer ferreux en solution dans l'eau, est certainement la plus importante d'entre elles. Il en va de même pour l'*hydroxyde de manganèse* et le *phosphate de calcium;* ce dernier, toutefois, peut aussi se présenter sous forme de solution ionique. Les substances en solution colloïdale sont transportées à la même vitesse que les substances ioniques si elles restent à l'état de sol; la floculation, c'est-à-dire le passage à l'état de gel, se traduit par leur sédimentation. Si la quantité de gel floculé est peu importante et si l'agent de transport a une vitesse suffisante, le transport s'effectue sous forme de suspension. La persistance des solutions colloïdales est favorisée par la présence de colloïdes protecteurs qui empêchent la floculation.

Les composés organiques qui dérivent de la décomposition des substances végétales jouent un rôle de colloïdes protecteurs vis-à-vis des hydroxydes de fer, de manganèse et de la silice colloïdale. Lorsque ces colloïdes disparaissent, par exemple s'ils sont absorbés comme nourriture par des organismes vivants, on assiste à la floculation et la sédimentation de nombreuses substances colloïdales. Une partie des substances organiques contenues en solution vraie dans les eaux fluviales peut former des ions complexes avec les éléments métalliques peu solubles (fer, manganèse, etc.). L'adsorption de ces substances à la surface de minuscules particules d'hydroxydes ou de minéraux argileux constitue aussi un mécanisme important de transport.

Le matériel sédimentaire détritique est transporté vers le lieu final de sédimentation, essentiellement par les eaux douces et marines. La *capacité de transport* des courants est mesurée par la charge totale des matériaux clastiques. Elle dépend de plusieurs facteurs, parmi lesquels les plus importants sont la vitesse du courant et les dimensions des éléments détritiques. La *compétence* des cours d'eau est, par contre, définie par le diamètre maximal des fragments transportés; elle dépend aussi de nombreux facteurs, parmi lesquels la turbulence est certainement le plus important.

On distingue deux types fondamentaux d'écoulement des eaux : l'écoulement laminaire et l'écoulement turbulent. Dans l'*écoulement de type laminaire,* le fleuve a une direction constante et une vitesse constante (quelques mm/s) ou progressivement variable au voisinage des obstacles ou du lit du fleuve. L'*écoulement de type turbulent* se distingue par des courants de vitesses très variables et des directions qui changent d'un endroit à l'autre de la masse fluide en mouvement. Ce phénomène se traduit par l'apparition de tourbillons résultant du frottement des filets d'eau les uns contre les autres et contre le fond du lit. On peut donner, dans ce cas, uniquement une vitesse et une direction moyenne d'un volume d'eau assez important. La plupart des courants aériens et aqueux se déplacent suivant les lois du régime turbulent, les valeurs de turbulence étant estimées en fonction de la dimension des tourbillons. L'écoulement laminaire peut se produire

uniquement dans les courants de faible vitesse; c'est, par ailleurs, un régime hydrodynamique instable qui tend à se transformer en écoulement turbulent par suite de faibles augmentations de vitesse ou du frottement des filets d'eau sur le fond.

La capacité de transport des cours d'eau est étroitement liée à l'écoulement turbulent car les éléments détritiques les plus fins sont maintenus en suspension par les composantes verticales de la vitesse des tourbillons. Celles-ci, dirigées du bas vers le haut, s'opposent à la sédimentation des particules. Même dans les courants caractérisés par un écoulement turbulent, il existe au contact du fond une mince couche de liquide soumise à l'écoulement laminaire (son épaisseur ne dépasse pas le dixième de millimètre). La connaissance de cette zone est importante pour pouvoir déterminer le mode de transport des éléments détritiques fins. Les particules argileuses et les limons sont transportés en suspension par les courants d'eau fluviatiles et marins, tandis que les sables ont une vitesse de chute trop élevée pour pouvoir rester en suspension lorsque la vitesse du cours d'eau est relativement faible. Le transport du sable se fait alors par entraînement ou traction sur le fond.

La vitesse V de sédimentation des particules dans un milieu fluide dépend de la loi de Stokes :

$$V = \frac{2}{9} g \frac{ds - dl}{n} r^2.$$

Elle est proportionnelle au carré de leur rayon, pour les particules de dimensions inférieures au 1/10 de millimètre et à la racine carrée du rayon pour des particules de dimensions plus importantes; g désigne l'accélération de la pesanteur, ds la densité du solide, dl celle du liquide et n sa viscosité. V est exprimée en mètres par seconde.

L'analyse de la granulométrie des éléments détritiques en suspension à différentes profondeurs montre qu'il s'agit d'une suspension granulométriquement classée, dans laquelle les particules de plus petit diamètre sont également réparties à tous les niveaux, tandis que les particules plus grossières se concentrent vers le bas. Les éléments détritiques plus grossiers transportés en suspension atteignent habituellement les dimensions des sables. Les grains étant concentrés sur le fond, ils le percutent et rebondissent; ce mode de transport, dit par *saltation,* est relativement peu important dans les milieux aqueux. Le mode de déplacement des fragments sur le fond du cours d'eau varie en fonction de la forme des galets. Les galets aplatis se déplacent par *traction,* les galets arrondis par *roulement;* ces éléments s'immobilisent dès que la vitesse et la turbulence du cours d'eau diminuent. Dans l'ensemble, le transport par entraînement est beaucoup plus lent que le transport par suspension.

Les matériaux transportés en suspension se déposent seulement si la vitesse du cours d'eau devient presque nulle. Ils forment alors un dépôt homogène, mal classé granulométriquement. Les matériaux détritiques sableux sont très sensibles aux variations de vitesse du courant; les structures et les textures de sédiments gréseux montrent clairement ces variations.

L'étude du transport des matériaux solides s'effectue expérimentalement en laboratoire; on utilise des canaux artificiels avec des parois transparentes et on fait varier les différents paramètres qui conditionnent le transport (vitesse du courant, diamètre et densité des grains de sable, etc.). Ces études ont des applications directes dans la lutte contre l'ensablement des canaux navigables et des ports, contre l'érosion des côtes, etc.

Ainsi, il a été découvert que l'entraînement des éléments détritiques débute lorsque la vitesse du cours d'eau dépasse une *première valeur critique,* qui dépend essentiellement de la dimension des grains. Par exemple, pour des grains de 1 mm de diamètre, cette vitesse est voisine de 20 cm/s. L'entraînement des grains provoque sur le fond sableux la formation d'ondulations parallèles les unes aux autres, les *ripple marks,* caractérisées par un profil asymétrique; celles-ci sont perpendiculaires à la direction du courant et leur flanc, caractérisé par une pente douce, est orienté dans le sens du courant. Les grains de sable roulent le long du flanc à pente faible, puis dépassent la côte et tombent le long du flanc le plus abrupt. De cette façon, le transport se traduit par la migration des ripple marks dans la direction du courant. Des structures comme les ripple marks et les stratifications inclinées ou entrecroisées restent décelables dans des formations géologiques gréseuses très anciennes.

Si la vitesse du courant dépasse une *deuxième valeur critique,* qui varie en fonction des caractères du sédiment et du courant (dans le cas des sables cette valeur est d'environ 1 m/s), les ripple marks sont érodées et le sable est entraîné sur le fond plat. Il se forme alors des petites rides parallèles à la direction du courant, constituées par des alignements de grains plus grossiers. Ces structures, caractéristiques des fonds, sont souvent conservées dans les formations gréseuses anciennes.



S. Prato

▲ ***Ondulations* (ripple marks) *provoquées par la houle sur un fond sableux plat. Au centre, on remarquera la trace laissée par le déplacement d'un organisme vivant.***

Dans des conditions particulières, correspondant à des vitesses élevées du courant, donc à une charge importante de sédiments, il se développe une *troisième phase de transport,* au cours de laquelle se forment sur le fond des rides parallèles beaucoup plus grandes et présentant un profil différent de celui des ripple marks. La surface supérieure du courant forme, au-dessus des rides, des ondulations caractérisées par un important mouvement tourbillonnaire sur le flanc dirigé vers l'aval. Ainsi, la ride se déplace dans le sens contraire du courant (d'où le nom d'*antidune*) car son flanc aval par rapport à la direction du courant est érodé par les tourbillons. Parallèlement, le matériel détritique se dépose sur les flancs de la ride situés en amont. Le transport des matériaux détritiques qui forment la ride est rapide et violent; c'est pourquoi les structures sont rarement conservées dans les sédiments.

Les cours d'eau continentaux apportent dans les milieux marins, lieux permanents ou prolongés de dépôt des sédiments, la majeure partie du matériel sédimentaire. Certains chercheurs ont calculé, en se basant sur un grand nombre de fleuves, l'importance relative des matériaux transportés en solution, en suspension et par entraînement. Ces calculs aboutissent à la conclusion que le matériel clastique transporté est quatre fois supérieur en quantité au matériel transporté en solution; les limons et les argiles transportés en suspension sont volumétriquement supérieurs aux autres éléments détritiques. Ces rapports quantitatifs varient dans les régions de montagne, où le matériel clastique peut être sept à huit fois plus abondant que les substances en solution, et s'inversent dans les régions de plaine, où les substances en solution représentent en volume le double de la quantité d'éléments détritiques. Dans ces estimations, on ne tient pas compte du matériel sableux et graveleux qui se dépose dans les milieux continentaux pendant des périodes de longue durée.

J. Muench

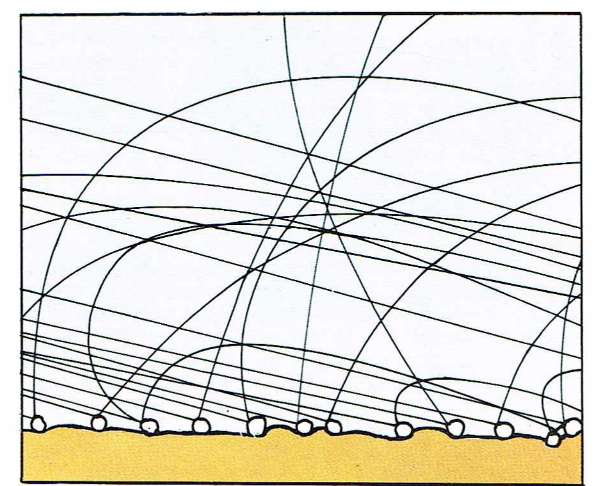
▲ *Un aspect de l'action modélatrice du vent : les caractéristiques « pedestal rocks » de la vallée de Goblin dans l'Utah.*

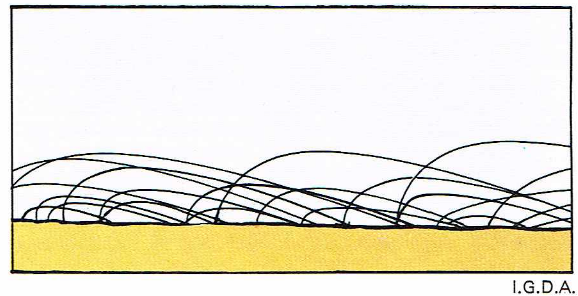
Transport par le vent

Le transport des sédiments par le vent a une importance quantitative moindre que le transport en milieu aqueux, mais son étude, aussi intéressante pour établir des comparaisons entre les courants aqueux et les courants aériens, est plus facile. Le matériel transporté est de nature détritique : il s'agit de sables et de poussières (limons aériens), ces dernières caractérisées par des particules dont les dimensions ne dépassent pas 1/16 de mm. Dans les régions côtières, le vent peut transporter vers l'arrière-pays des éléments détritiques calcaires constitués par des tests d'organismes et des oolithes. Le rapport entre la densité des grains détritiques et le milieu fluide est beaucoup plus élevé dans l'air que dans l'eau; pour cette raison, les courants d'air ont une compétence inférieure à celle des courants d'eau et cela malgré leur vitesse plus élevée. Les courants aériens sont susceptibles de déplacer les sables, mais arrivent très rarement à faire rouler des petits galets. Les propriétés dynamiques des courants aériens sont analogues à celles des courants aqueux; leur turbulence est particulièrement élevée.

Les éléments détritiques fins, autrement dit les poussières, sont transportés en *suspension ;* ils peuvent atteindre des hauteurs au sol très importantes et parcourir des distances énormes. On rencontre dans les sédiments océaniques au large des îles du cap Vert (océan Atlantique) des poussières transportées par les vents provenant du Sahara; ces poussières peuvent traverser la Méditerranée et atteindre l'Italie du Sud. Par ailleurs, le vent transporte en suspension de minuscules particules de sels marins (formées par évaporation des embruns) jusqu'à l'intérieur des continents et à des niveaux très élevés de l'atmosphère.

Les grains de sable sont essentiellement transportés par *saltation,* suivant un processus analogue à celui décrit





I.G.D.A.

▶ *Représentation schématique de la saltation des grains de sable transportés par le vent : en haut, sur une surface couverte de galets; en bas, sur une surface sableuse. Le vent souffle de la gauche vers la droite pour les deux dessins qui représentent une surface de sol d'environ 20 cm (d'après Bagnold).*

pour le milieu aqueux. Toutefois, du fait de la viscosité inférieure de l'air par rapport à celle de l'eau, les grains de sable qui roulent et rebondissent contre d'autres grains atteignent dans leurs trajectoires des hauteurs assez importantes. Dès que le mouvement par saltation est amorcé (au-dessus d'une vitesse minimale du vent), il se conserve car les grains de sable, en retombant sur le sol, rebondissent ou transmettent leur énergie à d'autres grains qui se mettent en mouvement. Des études expérimentales ont montré que les grains de sable parcourent une trajectoire courbe qui commence au point d'impact des grains avec la surface du sol et s'élève sur quelques centimètres à la verticale, et parfois même dans le sens contraire au courant aérien lorsque l'impact s'effectue sur une surface non horizontale. Lorsque le grain s'élève, il est pris en charge par le courant d'air et monte à des hauteurs de plus en plus importantes, avant de suivre une trajectoire de chute caractérisée par une pente assez faible. Les impacts des grains contre la surface sableuse en provoquent le mouvement lent par frottement. Ce sont essentiellement les grains de dimensions importantes qui se déplacent par petits bonds. La quantité de sable déplacée de cette manière est peu importante.

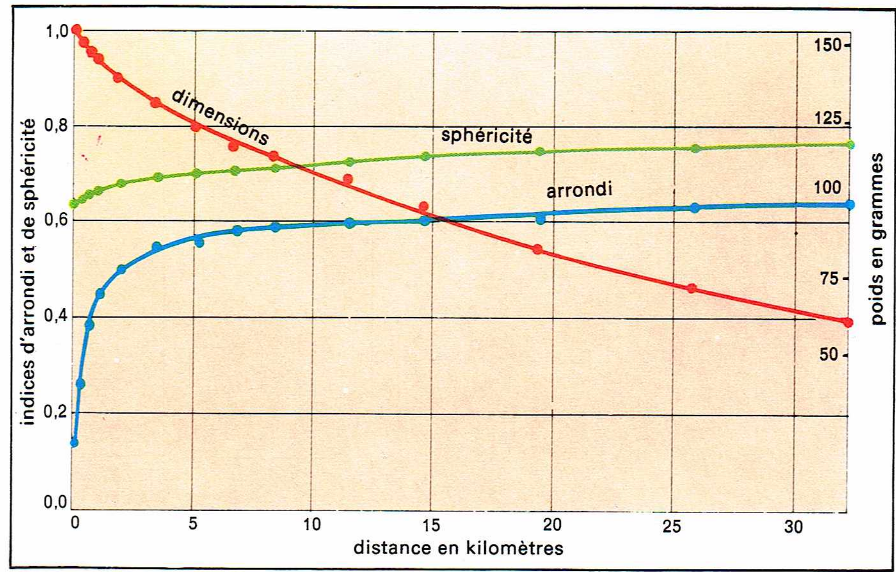
Dans les régions désertiques recouvertes par des sables bien classés, dépourvus de poussières, les vents plus forts peuvent provoquer des tempêtes de sable. Ces tempêtes affectent une couche d'air qui ne dépasse pas 1 m au-dessus du niveau du sol car le transport des grains s'effectue essentiellement par saltation. Par contre, lorsqu'il y a de la poussière en suspension, l'atmosphère est obscurcie jusqu'à une centaine de mètres au-dessus du sol et l'on ne peut plus observer la saltation des grains. Le transport de sable à une hauteur déterminée au-dessus du sol provoque une érosion très caractéristique sur les blocs de roches isolées, qui acquièrent la forme d'énormes champignons pédonculés. Les grains de sable qui se déplacent par saltation et par frottement sont très sensibles aux petites variations de vitesse du vent, qui déterminent les dimensions maximales des grains susceptibles d'être déplacés. Pour cette raison, les dépôts éoliens montrent des structures très semblables à celles des sédiments sableux transportés par les cours d'eau avec des ripple marks, des structures parallèles ou obliques, etc. Toutefois, on constate dans les textures un meilleur classement granulométrique des grains ronds et mats par suite des nombreuses traces de chocs qui guillochent leur surface. La poussière transportée en suspension se sédimente lorsque les courants d'air s'affaiblissent ou bien cessent totalement dans des localités très éloignées de leur point de départ. C'est de cette manière que se forment les dépôts de *lœss* dans les régions continentales.

Les courants d'air et d'eau transportent le matériel détritique selon des modalités très semblables. Il en résulte des dépôts avec des caractères sédimentologiques très voisins.

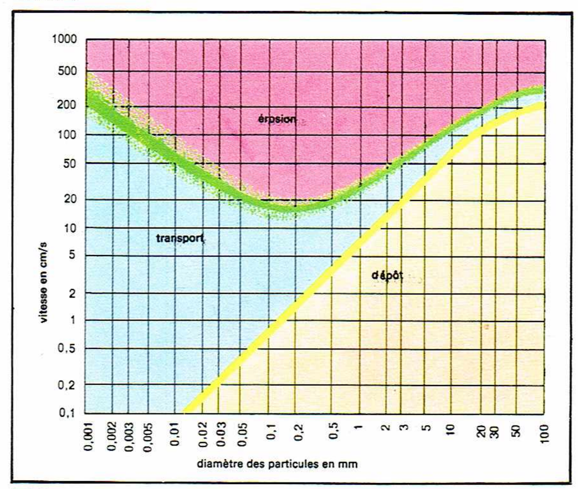
Variations des propriétés du matériel sédimentaire

Au cours du transport, interviennent *d'importantes variations des propriétés du matériel sédimentaire ;* il en résulte que les dépôts clastiques qui se forment à différentes distances du lieu d'origine des éléments détritiques montrent des textures et des compositions différentes. Ce fait a une importance fondamentale lorsque l'on établit des reconstitutions paléogéographiques. En effet, il permet de déterminer dans les sédiments anciens l'éloignement de la zone d'alimentation, l'agent et la direction de transport du matériel sédimentaire.

Les études sur les matériaux fluviatiles et marins actuels ont démontré qu'au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la zone d'alimentation, les dimensions des fragments détritiques suivent une loi exponentielle. La diminution des dimensions des grains s'explique par la réduction progressive de la vitesse du vecteur de transport, donc de la diminution de la compétence des courants (dans la direction du transport). Il en résulte que les éléments détritiques plus grossiers, transportés par frottement et en suspension, se déposent progressivement. La variation des dimensions des éléments détritiques pendant le transport résulte aussi de l'usure des grains par les chocs réciproques et par les frottements. Le frottement sur des roches dures est très efficace dans le cas des galets et des sables grossiers ; son importance diminue dans le cas des sédiments plus fins. En se basant sur la diminution du diamètre des grains dans la direction de transport (ce



I.G.D.A.



I.G.D.A.

▲◄ *Ci-dessus, variations des dimensions des éléments détritiques transportés par un cours d'eau (dimensions estimées en fonction du poids et de la forme des fragments) en fonction de la distance du transport. Courbes expérimentales obtenues au laboratoire en simulant les conditions de transport dans les milieux naturels. A l'aide de ces courbes, le savant suédois Ph. Hjulström a exprimé, ci-contre, la relation qui existe entre la vitesse d'un cours d'eau et le comportement des particules solides de différentes dimensions transportées.*

phénomène est aussi valable dans le cas des sédiments éoliens, et dans le cas des sédiments marins), on peut reconstituer la direction originelle et la longueur approximative du trajet effectué par les sédiments aériens.

Un certain nombre de facteurs contrarient la diminution progressive du diamètre des grains ; c'est le cas, par exemple, des irrégularités du fond sur lequel ils se déplacent. Le facteur le plus important est la différence entre l'énergie servant au transport d'un sédiment formé par des grains de dimensions données d'une part, et l'énergie nécessaire pour mettre en mouvement le même sédiment d'autre part. La deuxième valeur est généralement supérieure à la première. Par exemple, dans le cas des sédiments vaseux et des argiles, les deux valeurs (vitesse de transport et vitesse de mise en mouvement) sont très différentes. Cette observation a été effectuée pour la première fois par le Suédois Hjulström. Elle résulte non seulement de la cohésion très particulière des sédiments argileux, mais en outre de l'écoulement laminaire d'une couche liquide très mince au contact du fond. Dans l'écoulement laminaire, les filets d'eau s'écoulent parallèlement les uns aux autres, de manière régulière ; cet écoulement est dépourvu des phénomènes de turbulence nécessaires pour éroder et mettre en mouvement les particules qui se trouvent sur le fond de la rivière. Si le fond est parfaitement lisse et recouvert par des particules fines qui ne dépassent pas la zone d'écoulement laminaire, l'érosion est pratiquement impossible ou au moins très difficile. On explique de cette façon la présence de sédiments argileux même en amont des plaines alluviales : en effet, ces sédiments, qui se déposent au moment des hautes eaux, ne sont plus érodés par les courants des plaines successives. Des considérations analogues sont valables pour les côtes vaseuses et pour certaines surfaces au large des estuaires en milieu marin néritique.



M. Pedone

▲ ***Les courants côtiers transportent le matériel sédimentaire parallèlement à la ligne de la côte et construisent ainsi des plages sableuses.***

La forme des fragments détritiques subit aussi une variation dans la direction du transport. L'usure superficielle des éléments détritiques augmente au cours du transport par suite des phénomènes d'abrasion qui estompent en premier lieu les arêtes et les angles. Ce phénomène est particulièrement net dans le cas des galets et des sables grossiers. Il en va de même pour la *sphéricité,* c'est-à-dire l'aptitude des éléments détritiques à acquérir par abrasion une forme sphérique au cours du transport. Toutefois, la sphéricité augmente de manière assez lente au cours du transport. Souvent, l'augmentation de sphéricité des éléments détritiques transportés par roulement et saltation sur le fond d'un fleuve s'accentue en raison du trajet assez long parcouru par les grains arrondis. Par contre, dans le cas de particules caractérisées par des dimensions moins importantes, donc transportées en suspension, on observe une diminution de la sphéricité dans la direction du transport. Cela tient au fait que, à poids égal, les particules de forme aplatie ont une vitesse de sédimentation inférieure à celles des particules de forme sphérique ; elles restent donc plus longuement en suspension. Ainsi, les lamelles de mica peuvent parcourir des distances plus grandes que les grains de quartz de mêmes dimensions.

Certains changements de la composition du matériel sédimentaire clastique ont lieu pendant le transport par les cours d'eau. Les changements les plus évidents dépendent du diamètre des matériaux sédimentés : on passe ainsi des galets formés par des roches polyminérales à des grains de quartz, de feldspaths, à des paillettes de mica constituant les sables et les limons grossiers, et à des vases formées essentiellement par les minéraux argileux. L'hydrolyse prolongée de certains silicates instables, comme les minéraux ferromagnésiens et les feldspaths, pendant le transport en milieu aqueux, aboutit également à des changements de composition du sédiment. L'abrasion différentielle provoque, par contre, dans la fraction sableuse, une augmentation de la teneur en quartz par rapport à la teneur en feldspaths. Cela tient à la plus grande clivabilité et à la moindre dureté des feldspaths, dont les dimensions finissent par atteindre celles des limons. La surface ainsi exposée à l'hydrolyse augmente de manière très sensible.

Transport marin

Lorsque le matériel sédimentaire charrié par les fleuves arrive à la mer, le relais dans le transport vers le lieu de sédimentation définitif ou temporaire est assuré par différents types de *courants marins :* les *courants côtiers,* les *courants de marée,* les *courants de turbidité* et probablement aussi les *courants de fond,* qui, bien qu'encore mal connus, doivent être des agents efficaces du transport des sédiments.

Les *grands courants océaniques* permanents, comme le Gulf Stream, n'ont pas une grande importance dans le transport des sédiments clastiques ; tout au plus transportent-ils sur de grandes distances des particules très fines et des micro-organismes (Foraminifères, Coccolithophoridés, etc.) qu'ils déposent sur des fonds très éloignés de leur lieu d'origine. Le Gulf Stream, par exemple, amène jusqu'aux côtes anglaises des Foraminifères de type tropical ; inversement, le courant froid des îles Falkland emporte des Foraminifères caractéristiques des zones froides antarctiques en pleine zone tropicale, à la latitude de Rio de Janeiro.

Les *courants côtiers* ou *littoraux* résultent de l'action des houles obliques par rapport aux rivages. Leur développement est limité à une houle côtière, et ils ont une importance très grande dans les phénomènes de transport des matériaux et des limons apportés par les fleuves. Les courants littoraux répartissent les sables de part et d'autre de l'embouchure des fleuves, ils construisent des édifices comme les tombolos, les lidos et les côtes sableuses. Les sables déplacés par traction forment généralement des cordons sableux peu profonds ou bien des flèches littorales, subparallèles à la direction de la côte. L'étude des courants côtiers (courants d'entraînement, undertows ou courants de retour, rip currents, etc.) a été entreprise pour des raisons économiques : ces courants modèlent en effet les plages, les érodent et provoquent l'ensablement des ports. Les caractères sédimentologiques des sédiments sableux marins varient de manière progressive comme les sédiments transportés par les fleuves. Cette variation débute à l'embouchure des fleuves et s'étend le long d'une direction parallèle à la côte. Les estuaires et les deltas représentent ainsi les points d'entrée dans le milieu marin de la plus grande partie des sédiments clastiques.

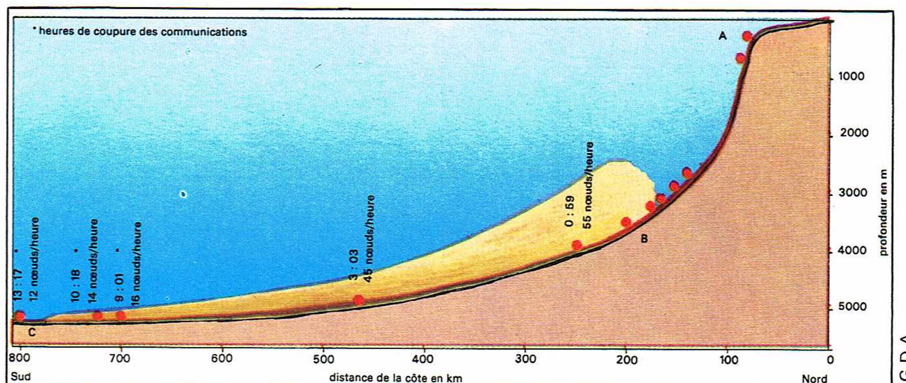
Les *courants de marée* ont une direction perpendiculaire à la côte, contrairement aux courants côtiers qui se déplacent parallèlement à celle-ci. Leur sens change régulièrement avec le flux et le reflux de la marée. Sur les fonds sableux, les courants de marée ont une action dynamique assez réduite. Ils peuvent déplacer les sables par roulement sur le fond, aboutissant ainsi à la formation de longs bancs de sable parallèles au courant. Pendant une phase de marée, l'extrémité de ces bancs située face au courant s'érode, tandis que l'autre s'allonge, et le phénomène s'inverse à la marée suivante. Les courants

plus faibles se bornent à transporter les sables sur des courtes distances, avec formation de ripple marks ou bien de dunes hydrauliques dont les crêtes sont orientées perpendiculairement au courant. Les courants de marée sont aussi capables d'éroder les fonds et de transporter des quantités importantes de sédiments car le volume d'eau qu'ils déplacent dans un temps assez court leur confère des vitesses élevées. Pour cette raison, ils peuvent transporter des sables et des petits galets et laisser *in situ* les éléments détritiques plus grossiers (gros galets et blocs). Les fonds sont alors constitués, notamment dans les passes et les chenaux, de roches dénudées parsemées de galets, appelées *hard grounds*.

Les *courants de turbidité* constituent un agent de transport considérable qui amène les matériaux déposés à proximité de la côte jusqu'aux profondeurs abyssales. Les premières hypothèses sur l'existence des turbidités dans les milieux marins ont été émises par le géologue américain R.A. Daly. Leurs caractères ont été étudiés en se basant sur les structures et les textures de roches sédimentaires (probablement transportées par des courants de turbidité) analogues aux sédiments actuels. Selon la plupart des théories acceptées de nos jours, les courants de turbidité prendraient naissance sur le plateau continental ou vers sa bordure la plus externe, par suite de la fluidalisation de sédiments sableux et argileux à peine déposés et encore gorgés d'eau. Les causes qui provoquent une telle fluidalisation, semblable à celle qui donne naissance aux glissements de terrain par ramollissement de matériaux argileux dans les milieux continentaux, peuvent être très diverses : tremblements de terre et raz de marée (tsunamis) en pays sismiques, excès de sédimentation et par conséquent instabilité des sédiments accumulés sur la plate-forme continentale, très fortes tempêtes et crues de certains fleuves, etc. Les variations du niveau de la mer, liées aux glaciations du Pléistocène et à la transgression marine holocène ont vraisemblablement provoqué l'érosion des dépôts clastiques incohérents du plateau continental et la formation de courants de turbidité.

La masse d'eau chargée en sédiments sableux et argileux acquiert une densité supérieure à celle de l'eau (d'où le nom aussi de *courants de densité*) ; elle va donc s'écouler par gravité sur la pente du talus continental à la manière d'une avalanche, et sa vitesse augmente au fur et à mesure que la pente devient plus importante. Quand il y a rupture de pente ou lorsque le fond océanique est atteint, l'écoulement s'arrête et les sédiments se déposent. L'écoulement des courants de densité est turbulent; les tourbillons maintiennent facilement le sable en suspension, ainsi que des galets dont le diamètre dépasse la dizaine de centimètres. Cela est rendu possible par la faible différence de densité qui existe entre les fragments détritiques et la suspension. Ainsi, des matériaux grossiers sont entraînés dans un milieu marin bathyal et abyssal. Le matériel détritique plus grossier forme une suspension granulométriquement classée, avec concentration des éléments plus grossiers dans la partie inférieure.

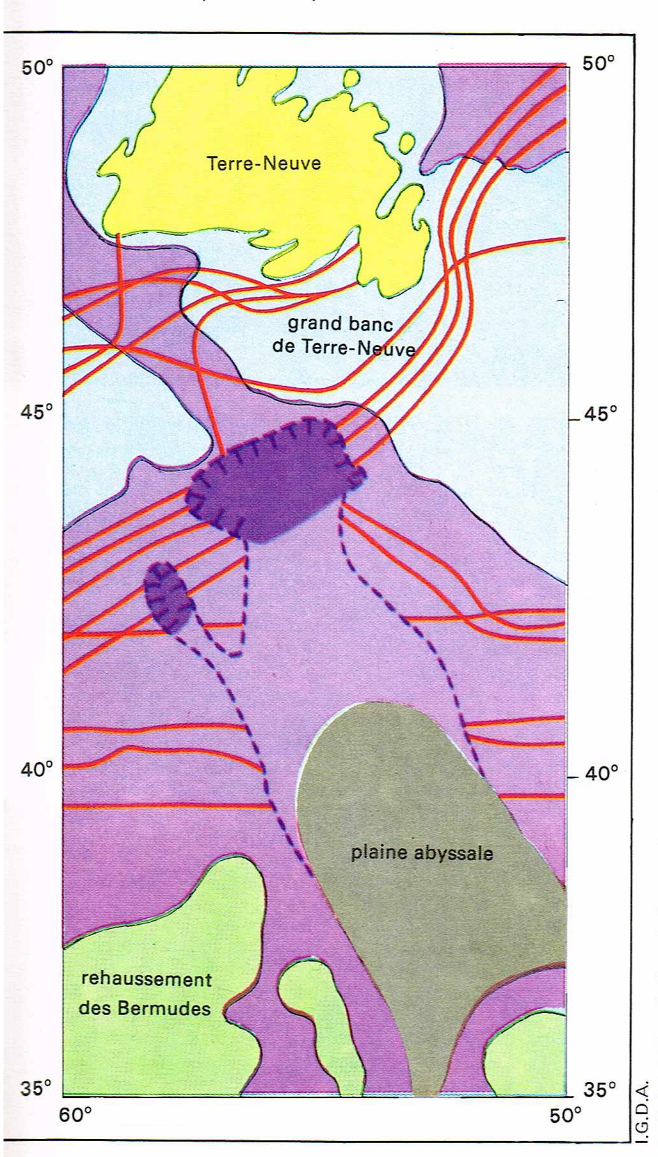
La capacité d'érosion des courants de turbidité est assez mal connue. Pour certains chercheurs, le pouvoir érosif des turbidites est quasiment nul car les éléments détritiques se trouvant en suspension ne peuvent éroder le fond vaseux. Selon eux, cette hypothèse est démontrée par la persistance de pistes très fragiles d'animaux benthoniques dans des formations anciennes analogues aux turbidites. D'autres auteurs pensent que les courants de turbidité concentrés dans les lits qui suivent les lignes de plus grande pente des talus continentaux auraient construit, par leur action érosive, les grandes vallées sous-marines qui descendent jusqu'aux fonds océaniques.



▼ ***Profil représentant le parcours du courant de turbidité des bancs de Terre-Neuve (en ocre) allant de la zone de décrochement (en rouge) jusqu'aux profondeurs abyssales; certains câbles, représentés par des points rouges, se sont brisés simultanément dans la zone de décrochement (AB), les autres (le long du parcours BC) ont été arrachés à des intervalles de temps connus (l'heure de coupure des communications est indiquée sur le schéma pour chaque câble). Cela a permis de déduire la vitesse du courant de turbidité, vitesse exprimée en nœuds/heure.***

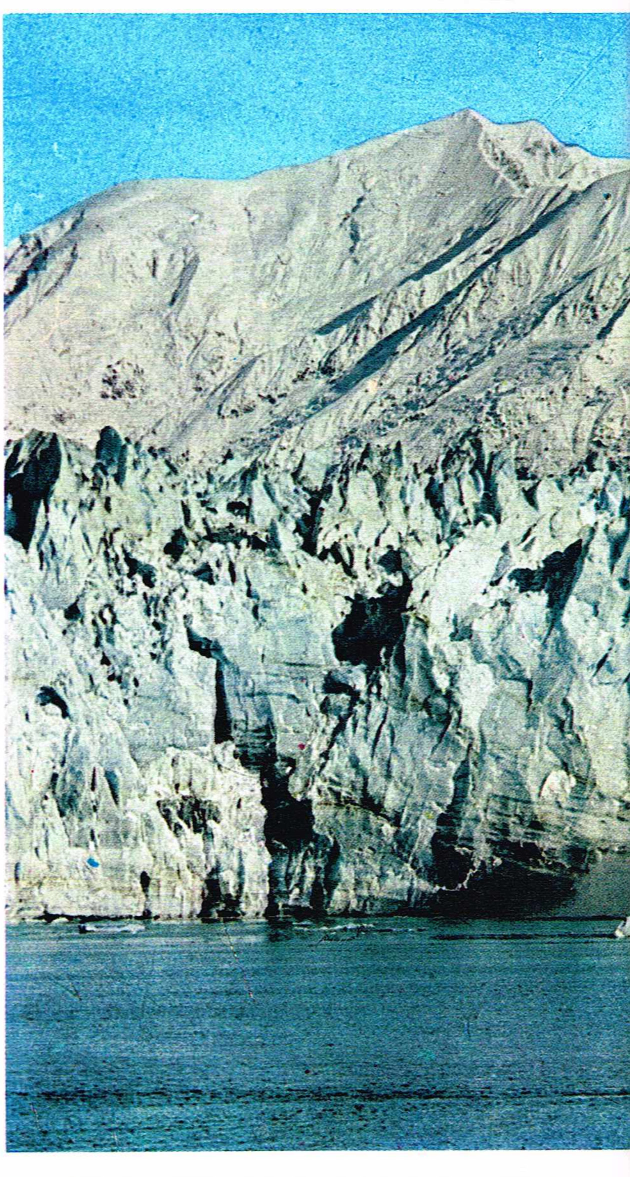
L'existence des courants de turbidité a été prouvée par les nombreuses observations recueillies lors des récentes campagnes des bateaux océanographiques. Un bon nombre des aspects importants de la morphologie des fonds océaniques, comme les accumulations en forme de deltas ou de bouches de certains canyons sous-marins, ou encore comme les plaines abyssales parfaitement plates et sillonnées par des canaux semblables aux cours d'eau continentaux, peuvent être attribués à l'action des courants de densité. Des échantillons du fond de l'océan Atlantique recueillis au large des côtes de l'Amérique septentrionale ont montré que les sédiments récents sont formés par des alternances de passées argileuses et sableuses, souvent granulo-classées. Les sables marins profonds ont généralement une composition analogue à ceux recouvrant le plateau continental qui surmonte de quelques milliers de mètres la plaine abyssale. Dans le cas de côtes sableuses calcaires, on remarque que les fonds océaniques sont aussi recouverts par des sables calcaires contenant des restes d'organismes qui vivent uniquement en milieu côtier.

En 1929, un tremblement de terre a provoqué un éboulement sous-marin au large du talus continental qui borde l'Amérique du Nord. L'épicentre du séisme, situé au large de la bordure externe du plateau continental au voisinage de Terre-Neuve, a donné naissance à un courant de turbidité qui a dévalé jusqu'au fond, où il a déposé une



◀ ***Parcours (zone en violet) effectué par le courant de turbidité provoqué en 1929 par un tremblement de terre au voisinage de l'île de Terre-Neuve. En tiretés violets est représentée la zone d'arrachement. Les sédiments incohérents ont dévalé vers la plaine abyssale; à leur passage, ils ont sectionné les câbles téléphoniques sous-marins (lignes rouges). Le dépôt de sable et de vase a eu lieu dans la zone grisée (d'après Heezen, Ericson et Ewing).***





D. Fernandez

▲ ***Couches massives de grès déposées par des courants de turbidité au Crétacé supérieur.***

couche de sable fin et de limon sur une épaisseur d'environ 1 m et sur une surface estimée à environ 250 000 km². Le courant de turbidité a provoqué, en un certain laps de temps, la rupture de plusieurs câbles téléphoniques intercontinentaux placés au fond de l'Océan. Ces câbles étaient posés à des distances et des profondeurs connues du continent; en connaissant avec précision le moment de leurs ruptures, on a pu calculer que le courant de turbidité a atteint des vitesses voisines de 100 km/h le long du talus continental.

Les courants de turbidité représentent un agent très efficace du transport des éléments détritiques grossiers vers les grandes profondeurs. L'étude des puissantes séries de sédiments qui constituent le remplissage des bassins sédimentaires caractérisés par une forte subsidence (aussi appelés géosynclinaux) a laissé penser que les sédiments grossiers et moyens de ces séries ont été transportés par des courants de turbidité. Pour cette raison, les roches grossières qui remplissent les fosses géosynclinales sont aussi appelées *turbidites*. Les turbidites sont constituées par des alternances de grès, d'argiles et parfois de conglomérats; l'ensemble de ces faciès est aussi désigné par le terme de *flysch*.

Les courants de turbidité peuvent également déposer des sédiments carbonatés qui sont, en quelque sorte, des calcaires d'origine détritique formés par des matériaux clastiques carbonatés. Les turbidites présentent des structures et des figures de sédimentation, comme la structure granuloclassée, ou *graded bedding,* des figures de glissement, ou *slumping,* des figures de charge et des chenaux de ruissellement. Certains auteurs font toutefois remarquer que toutes les formations sédimentaires qui possèdent les caractères d'un flysch n'ont pas nécessairement été déposées par des courants de turbidité.

L'étude des turbidites anciennes et les résultats des campagnes océanographiques récentes montrent que les turbidites ont un pouvoir de classement nettement inférieur à celui des cours d'eau. Ce fait est particulièrement net dans les grauwackes, formations nettement hétérométriques par rapport aux arkoses et aux grès sédimentés par des cours d'eau normaux. De plus, la fraction limoneuse et argileuse est volumétriquement très importante. Un certain classement s'effectue quand même au cours du transport car le matériel le plus grossier se dépose plus près de la zone d'origine des turbidites que la fraction argileuse, qui se déplace par inertie lorsque le courant arrive sur un fond plat. La compétence des courants de turbidité peut atteindre des valeurs très élevées, surtout en raison de la teneur élevée en argile et de la densité très élevée de la suspension. On rencontre dans certains conglomérats associés aux turbidites des blocs de dimensions notables pouvant atteindre 1 m³; toutefois, les dimensions des blocs les plus nombreux ne dépassent pas quelques décimètres cubes.

Les *courants de fond* sont également un agent de transport possible du matériel sédimentaire; leur importance est encore mal connue car les mesures sont peu nombreuses et assez imprécises. Des vitesses de l'ordre de 50 cm/s ont fréquemment été mesurées immédiatement au-dessus du fond de la mer, à des profondeurs très variables; elles sont responsables de la formation de ripple marks, que l'on peut rencontrer même dans des grands fonds (4 000 à 5 000 m). En milieu néritique, ces courants peuvent représenter la base de courants perma-



S. Mc Cutcheon

Front d'un inlandsis, au moment où se détache une portion de glace. Celle-ci, entraînée par les courants, constituera au cours de sa fonte un agent de transport et de dépôt de sédiments non négligeable.

nents de surface dus aux vents. A des profondeurs plus importantes, il s'agit vraisemblablement de *courants de densité* qui se déplacent par suite des différences de densité dues aux variations de salinité et de température des eaux océaniques. Les courants de fond peuvent provoquer par leur vitesse assez importante l'absence de sédimentation sur des surfaces du fond marin. L'origine des hard grounds déjà signalés (encroûtements ferrugineux et les niveaux riches en nodules d'hydroxydes de fer et de manganèse qui se forment dans ces zones caractérisées par l'absence de sédimentation) doit être recherchée parmi les conséquences des courants de turbidité.

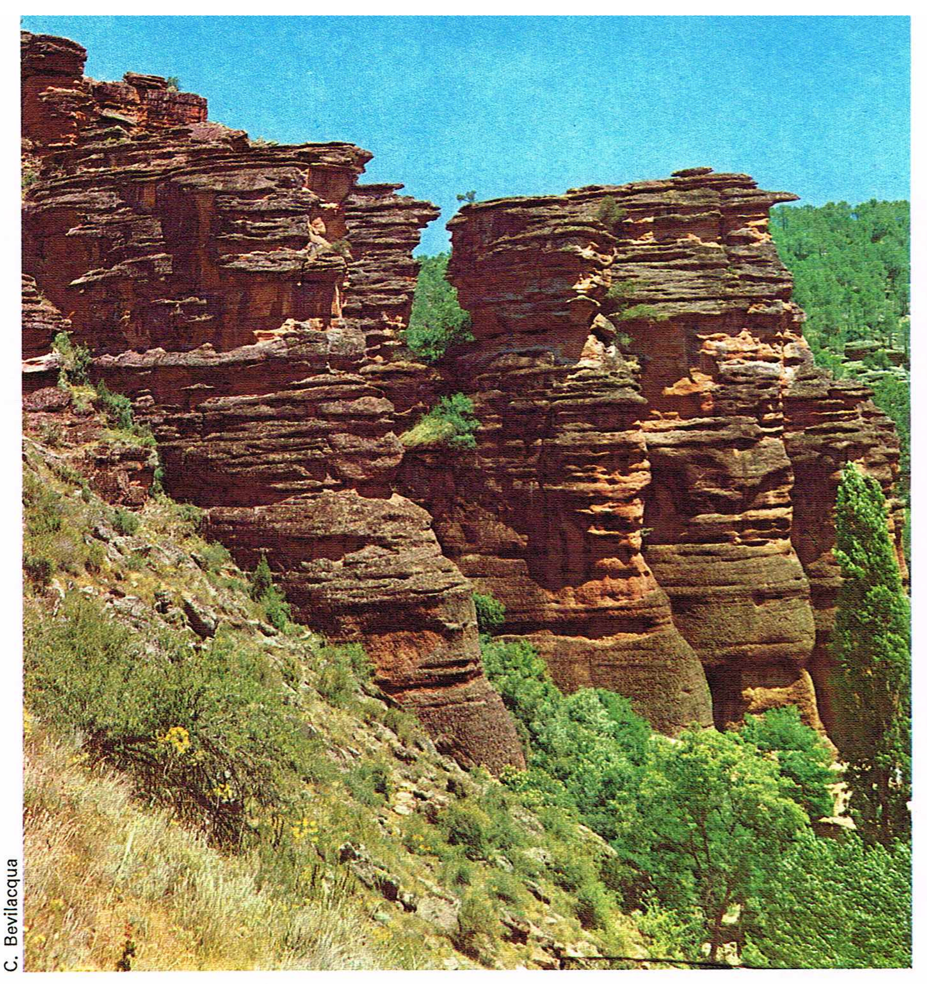
Transport par les glaciers

Le transport des matériaux détritiques par les glaciers est limité aux régions à climat froid, mais leur action peut se manifester aussi par des caractères anormaux dans les roches sédimentaires anciennes et dans les sédiments actuels déposés dans les régions caractérisées par un climat tempéré. Les glaciers de type alpin et continental transportent de grandes quantités de matériaux détritiques piégés dans la glace, se trouvant devant le glacier ou bien entre le glacier et le fond rocheux sur lequel il se déplace. L'accumulation de ces sédiments dépourvus de tout classement granulométrique aboutit à la formation de moraines.

Dans les régions polaires, les glaciers arrivent à la mer; ils déposent donc des matériaux morainiques qui se mélangent aux sédiments marins du milieu néritique : les courants marins peuvent parfois emporter la fraction fine des sédiments glaciaires. Les sédiments fluvio-glaciaires, souvent associés aux moraines, résultent du transport de sédiments glaciaires par les eaux de fusion des glaces. Certains de ces dépôts, qui se forment dans des chenaux à la surface ou à l'intérieur du glacier, sont constitués par des galets de petites ou moyennes dimensions. Les sédiments sableux et les limons sont très abondants, surtout au front du glacier ou à une certaine distance de celui-ci. Le transport aqueux provoque une sélection granulométrique assez nette; on observe une diminution progressive du diamètre des éléments détritiques lorsqu'on s'éloigne du front du glacier.

Les icebergs, qui proviennent des grandes calottes glaciaires (Antarctide, Groenland), sont aussi des agents de transport non négligeables. Ils charrient des quantités importantes d'éléments détritiques mal classés granulométriquement, de dimensions très variables, allant des blocs immenses aux particules argileuses. Dès leur arrivée dans des eaux tempérées, les icebergs fondent et déposent les sédiments *(ice-rafted detritus)* qui se sont déposés sur eux au cours de leur descente des régions montagneuses ou bien pendant la formation des calottes de glace dans les régions côtières. Dans ces régions, les eaux gèlent dans le sol jusqu'à des profondeurs assez importantes; ainsi, une partie du sol située à la base de la calotte est arrachée au moment de la fracturation de la glace et de la formation de l'iceberg. Les éléments détritiques du substratum peuvent remonter dans les parties supérieures de l'iceberg par dissolution et évaporation du niveau superficiel; parallèlement, l'iceberg peut s'accroître par formation de glace à sa base.

Le transport du matériel sédimentaire par les organismes vivants est peu important du point de vue quantitatif, mais il peut, comme dans le cas des icebergs, provoquer des anomalies dans la granulométrie d'autres sédiments.



C. Bevilacqua



D. Fernandez

▲ *A gauche, des roches conglomératiques stratifiées près de Molina de Aragon (Espagne). A droite, la diagenèse transforme les sédiments siliceux gélatineux et très riches en eau en roches très dures comme ces silex du Jurassique (le côté de la photographie représente environ un mètre).*

La diagenèse

On désigne par le terme de diagenèse l'ensemble des changements de composition et de structure qui affectent et transforment les sédiments en roches compactes. La diagenèse peut intéresser aussi les dépôts pyroclastiques et provoquer d'importants changements de leur composition minéralogique.

Certains auteurs font une distinction entre *diagenèse stricto sensu* et *lithification* : ils désignent par ce dernier terme les phénomènes de cimentation et de tassement qui transforment un sédiment plus ou moins diagénisé en une roche compacte. Les processus qui aboutissent à la lithification du sédiment ont lieu dans les dernières phases du cycle diagénétique, souvent longtemps après que se sont effectués les principaux changements de composition par rapport au sédiment originel. On peut ainsi effectuer une distinction entre les *processus diagénétiques de nature chimique* et ceux de *nature physique ;* certaines réactions chimiques peuvent se poursuivre pendant le tassement des sédiments.

La diagenèse commence immédiatement après la sédimentation, dans des conditions de pression et de température qui, pour les sédiments marins, sont celles qui existent au fond des mers.

Pendant la subsidence du bassin, le sédiment, soumis à la diagenèse et plus ou moins rapidement compacté, est progressivement porté à des températures et des pressions croissantes, par suite de l'augmentation continuelle de la série de sédiments sus-jacents. Lorsque la température atteint ou dépasse des valeurs de 200 °C à 300 °C (qui caractérisent, si l'on tient compte du degré géothermique, des profondeurs comprises entre 7 et 10 km) et des pressions de l'ordre de 2 000 à 3 000 bars, les réactions entre les différents composants de la roche sont accélérées. C'est ainsi que l'on passe de manière continue de la diagenèse au métamorphisme.

Les sédiments clastiques et les dépôts pyroclastiques sont généralement formés par des minéraux qui ne sont pas chimiquement équilibrés les uns par rapport aux autres. Si la pression et la température étaient plus élevées, on assisterait à des réactions réciproques et à la formation de nouveaux minéraux, ainsi que cela se produit pendant le métamorphisme. Toutefois, ces réactions ne sont pas envisageables à la surface du globe ou même à des profondeurs limitées. Seuls les sédiments d'origine chimique ou biochimique dépourvus de matériel détritique sont composés par des minéraux stables dans les conditions existant à la surface. Les processus diagénétiques sont accélérés, même dans ce cas, par la différence de composition entre les eaux marines libres et celles qui sont retenues dans les interstices du sédiment. Il s'agit alors de simples phénomènes de recristallisation ou de métasomatisme, c'est-à-dire d'échanges entre les substances en solution dans les eaux interstitielles et les éléments chimiques qui constituent les minéraux du sédiment.

Les roches formées pendant la diagenèse sont souvent entraînées dans un cycle orogénique ; elles sont soulevées, plissées et amenées à l'affleurement après érosion des couches sus-jacentes. Au cours de l'orogenèse des échanges chimiques peuvent se produire, par suite de la circulation des eaux météoriques, avec des résultats diamétralement opposés à ceux que l'on observe pendant la diagenèse. Par exemple, le ciment de certaines roches clastiques est dissous, les roches deviennent meubles et une partie des minéraux qu'elles contiennent commence à s'altérer. L'intensité des processus diagénétiques et leur vitesse dépendent de nombreux facteurs, notamment la nature des sédiments et les événements géologiques qu'ils vont subir après leur dépôt.

Les roches les plus fortement diagénisées se trouvent généralement au centre des bassins géosynclinaux où elles sont recouvertes par de très importantes épaisseurs de sédiments (généralement plusieurs kilomètres). Pendant et après la phase diagénétique principale, elles subissent des plissements et sont parfois métamorphisées. La diagenèse des sédiments déposés dans les régions géosynclinales est donc caractérisée par des pressions et des températures relativement élevées qui aboutissent souvent aux processus métamorphiques.

Les roches sédimentaires qui se déposent dans des régions plus stables de la croûte terrestre, par exemple sur les plateaux continentaux, ne sont pas ensevelies sous d'épaisses couches de sédiments, ni entraînées dans des processus orogéniques. Les phénomènes diagénétiques se développent alors sans qu'il y ait cimentation des éléments détritiques, même après des périodes géologiques très longues. En effet, on connaît des sables et des argiles du Paléozoïque inférieur (500 millions d'années) qui montrent les mêmes caractéristiques que certains sédiments actuels. Les sédiments qui se déposent dans les bassins intracratoniques ne subissent pas de déformations de type orogénique ; cependant, ils sont soumis au poids important des séries sédimentaires sus-jacentes. Ces sédiments sont donc généralement bien consolidés, et dans les parties inférieures des séries ils peuvent présenter les premiers effets du métamorphisme de charge.

L'étude des phénomènes diagénétiques présente, outre son intérêt scientifique, une valeur économique. En effet, la diagenèse contrôle la porosité des roches, caractère déterminant la migration et l'accumulation des hydrocarbures ainsi que la formation de certains gisements de minerais d'origine sédimentaire.

◀ *La teneur en eau est d'autant plus élevée que la granulométrie du sédiment est fine. Les sables, par exemple, peuvent contenir jusqu'à 25-30 % d'eau intergranulaire.*

Paul Starosta

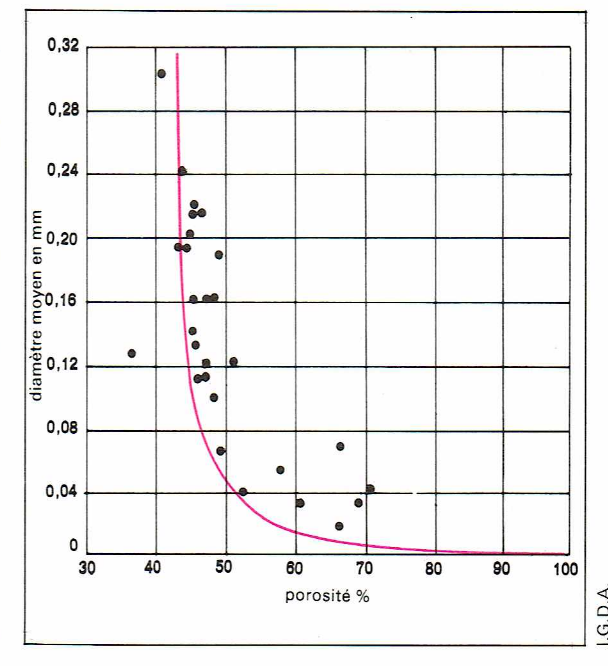
Les processus diagénétiques primaires

La phase principale, qui s'accompagne d'une variation de la composition chimique, débute tout de suite après la sédimentation sous une charge de sédiments quasiment nulle ou très limitée. Ces études ont été effectuées sur des sédiments marins actuels, prélevés sur une épaisseur de plusieurs mètres de sédiments. On a ainsi défini avec plus de précision le milieu diagénétique. La dissolution de certains minéraux du sédiment, la précipitation dans ses pores d'un ciment d'origine chimique, la substitution métasomatique de minéraux originels par des minéraux d'origine diagénétique sont possibles grâce à la présence d'eau interstitielle dans le sédiment fraîchement déposé. La teneur en eau est d'autant plus élevée que la granulométrie du sédiment est fine. Les sables, par exemple, peuvent contenir jusqu'à 25-30 % d'eau intergranulaire; celle-ci atteint 80 % et plus dans les sédiments argileux plus fins et dans les boues calcaires d'origine chimique.

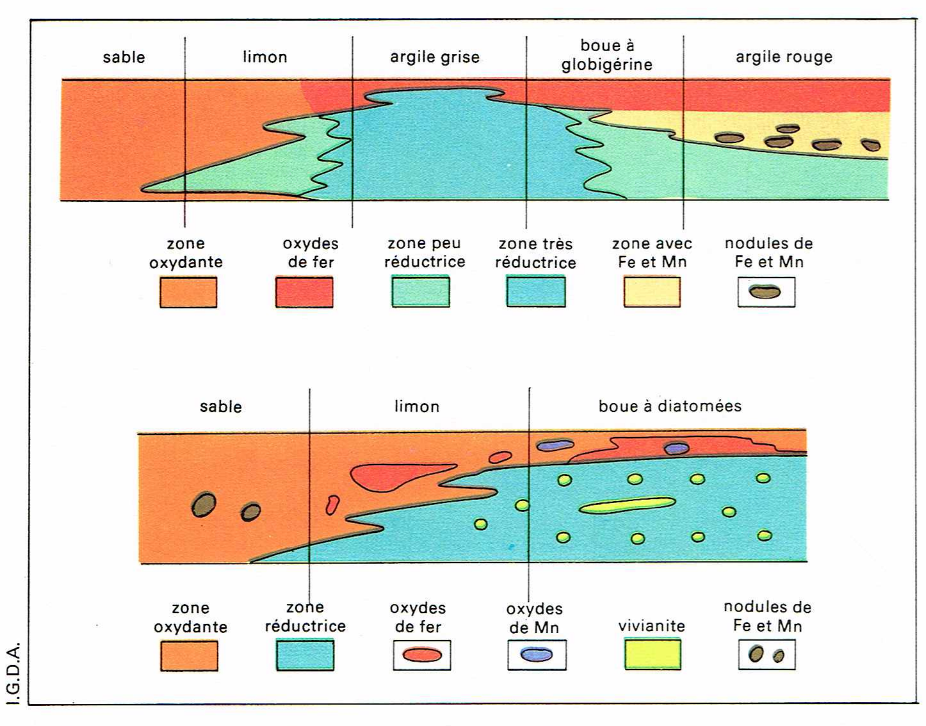
Immédiatement après la sédimentation, l'eau intergranulaire se trouve fossilisée, c'est-à-dire qu'elle n'est plus en contact avec l'eau de mer et le milieu extérieur au sédiment. La nature des substances dissoutes dans l'eau subit alors un changement important, notamment sous l'action des Bactéries. En effet, les sédiments récents, marins ou lacustres, contiennent, outre la faune benthonique normale caractérisée par des animaux dépourvus de test comme certaines Annélides, etc., une flore bactérienne très riche. La quantité de cellules bactériennes est énorme : une estimation donne des chiffres de l'ordre de plusieurs dizaines de millions de Bactéries par gramme de sédiment dans les niveaux les plus superficiels et de plusieurs milliers par gramme à quelques dizaines de centimètres dans le sédiment. La flore bactérienne est beaucoup plus abondante dans les sédiments de type argileux que dans les sédiments sableux, car les argiles sont beaucoup plus riches en matières organiques, provenant de la décomposition de divers organismes marins planctoniques, adsorbées notamment à la surface des particules argileuses.

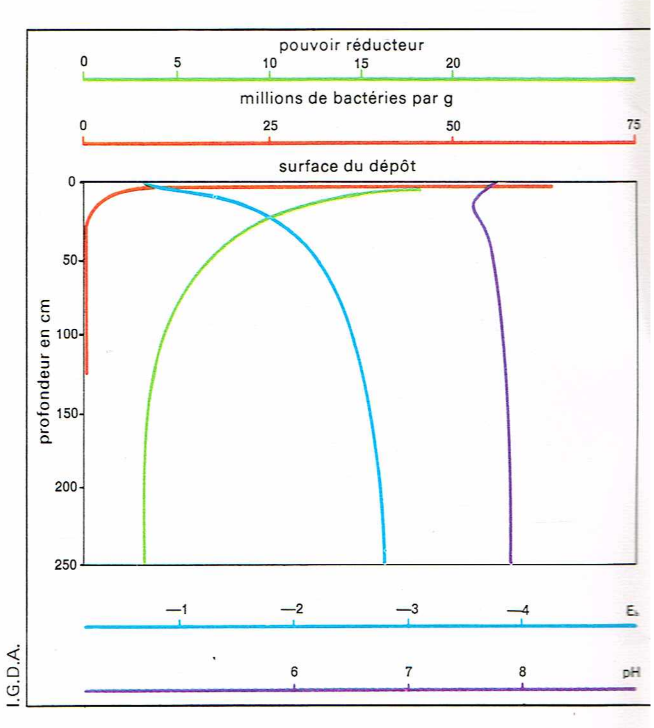
Les Bactéries utilisent comme source d'énergie les composés organiques les plus facilement oxydables ainsi que l'oxygène dissous dans l'eau de mer. Pour cette raison, le premier changement important dans les eaux interstitielles est la disparition de l'oxygène qui s'effectue dans les premiers centimètres du sédiment. L'appauvrissement en oxygène des eaux interstitielles provoque une migration, vers l'intérieur du sédiment, de l'oxygène en solution dans les eaux du fond marin. Dans le cas d'eaux faiblement agitées ou stagnantes, c'est-à-dire non renouvelées, donc non oxygénées, l'appauvrissement en oxygène dans les quelques centimètres qui se trouvent au-dessus du fond rend l'activité biologique difficile.

Au-delà des premiers centimètres de sédiment, les Bactéries aérobies sont remplacées par des Bactéries anaérobies. Ces dernières puisent une partie de l'oxygène nécessaire à leur vie à partir de l'ion sulfate qui se trouve dissous dans les eaux interstitielles. Elles réduisent ainsi le sulfate en sulfure et parfois même en soufre libre. Les hydroxydes colloïdaux de fer et de manganèse qui se trouvent dans les sédiments sont aussi des sources d'oxygène pour les Bactéries. Ces éléments sont ainsi réduits de l'état trivalent et tétravalent à l'état bivalent et passent en solution ionique.



◀ ***Courbe montrant les variations de la porosité en fonction du diamètre des éléments constitutifs du sédiment.***





▲ ***A gauche, représentation schématique des différentes couches de sédiments dans un bassin océanique (en haut) et dans un bassin lacustre (lac Baïkal, en bas). La profondeur du milieu croît de la gauche vers la droite (d'après Strakhov). A droite, dans les premiers centimètres de sédiments déposés depuis peu, un certain nombre de caractères physiques, chimiques et biologiques varient de manière importante. Le pouvoir réducteur du milieu est mesuré par la quantité d'une substance (bleu de méthylène) qui peut être réduite par le sédiment (d'après Zobell dans Krumbein et Sloss).***

Les fonctions biologiques des Bactéries, rendues possibles par l'oxygène diversement puisé dans les substances en solution des eaux interstitielles et dans les substances organiques (donc riches en carbone), se traduisent par la formation d'anhydride carbonique; ce dernier, en solution dans les eaux, provoque la formation des ions carbonatés et bicarbonatés. De plus, l'altération bactérienne de la substance organique provoque la libération d'hydrogène et d'hydrogène sulfuré (très fortement réducteurs), de méthane, d'ions ammoniaqués (avec l'azote, qui dérive des protéines) et la formation d'ions phosphatés. Les différences de composition entre l'eau interstitielle des sédiments et l'eau de mer résultent donc de la prolifération des Bactéries dans les premiers centimètres du sédiment. Certaines réactions chimiques peuvent s'effectuer à des profondeurs de plusieurs mètres, là où la flore bactérienne est peu importante. On pense que ces réactions sont favorisées par la présence d'enzymes provenant des Bactéries mortes. Les principales caractéristiques des eaux interstitielles sont donc l'absence d'oxygène et la faible teneur en ions sulfates.

Le calcium est présent en solution sous forme de bicarbonate, lequel précipite sous forme de carbonate insoluble, ou *calcite* diagénétique.

Le magnésium s'unit en partie avec le calcium pour former de la *dolomite* diagénétique, une autre partie du magnésium passant dans le réseau des minéraux argileux *(chlorites* et *montmorillonites)*.

On remarque, dans les eaux interstitielles, une augmentation de la teneur en *silice* provenant essentiellement de la dissolution de matériel organique siliceux (spicules d'Éponges, tests de Radiolaires et de Diatomées) par les eaux de mer, qui sont nettement sous-saturées en silice.

Les teneurs de fer et de manganèse en solution, également très élevées, résultent de l'activité bactérienne précédemment signalée. Les teneurs de sodium et de potassium en solution dans les eaux interstitielles des sédiments sont généralement supérieures aux teneurs moyennes rencontrées dans les eaux marines. Ces éléments proviennent en général de l'altération, en présence d'anhydride carbonique, de certains silicates détritiques présents dans le sédiment.

Les argiles marines sont caractérisées par la présence d'*illite,* minéral phylliteux assez voisin du mica muscovite par sa composition chimique et par son réseau cristallin. Les argiles marines anciennes sont essentiellement illitiques; toutefois, on rencontre aussi des minéraux de la famille des *smectites,* dont certains ont tendance au cours de la diagenèse à se transformer en chlorites, et des *kaolinites,* caractérisées par des feuillets élémentaires à deux couches dépourvues d'ions métalliques échangeables.

La diagenèse agit de deux manières sur les minéraux argileux : tout d'abord, on assiste à des échanges de base entre la phase solide et la phase liquide du sédiment qui s'accompagnent de modifications structurales des réseaux cristallins des argiles détritiques. Ces modifications sont favorisées par les augmentations de pression et de température dues à l'enfouissement de la série sédimentaire. Ensuite, il est vraisemblable que certains minéraux argileux peuvent se former au cours de la diagenèse, par synthèse à partir des substances dissoutes dans les eaux interstitielles. De nombreuses synthèses de minéraux argileux ont été réalisées en laboratoire. Les *bentonites* sont des minéraux argileux de la famille des smectites qui se forment par transformation diagénétique de tufs volcaniques vitreux déposés sur le fond des océans. La réduction des sulfates en sulfures s'accompagne de la précipitation de pyrite FeS_2 en quantité toujours plus élevée que celle que l'on peut calculer d'après la teneur en sulfates des eaux interstitielles : cela s'explique par la pénétration dans le sédiment d'ions sulfates provenant de l'eau de mer. On explique de la même façon la concentration en magnésium nécessaire pour aboutir à la dolomitisation.

Parallèlement, d'autres éléments beaucoup plus concentrés dans les eaux interstitielles que dans l'eau de mer passent en solution dans la couche d'eau qui se trouve juste au-dessus du fond. Ce processus est très net pour des éléments comme le silicium, le fer, le manganèse et l'hydrogène sulfuré. Les eaux marines situées juste au-dessus du fond sont donc particulièrement enrichies en ces éléments qui peuvent précipiter sous forme de sulfures métalliques, de concrétions silicatées et de nodules de fer et de manganèse. La précipitation de ces éléments n'est réalisable que si les eaux du fond ne sont pas agitées par des courants; ceux-ci provoqueraient, en effet, la diffusion des éléments considérés dans des eaux plus superficielles.

La différence de composition entre les eaux interstitielles et l'eau de mer normale, les variations entre la surface du sédiment et les zones plus profondes se traduisent par une variabilité verticale des propriétés physico-chimiques des eaux interstitielles dont dépendent de nombreux processus diagénétiques. Par exemple, leur *potentiel d'oxydo-réduction,* c'est-à-dire leur pouvoir oxydant ou réducteur, varie de la surface vers le fond du sédiment. Autrement dit, le sédiment est oxydant en surface, réducteur en profondeur. Ce phénomène est lié à l'activité des Bactéries qui puisent l'oxygène en solution.

La profondeur où le milieu devient réducteur dépend de la nature et de la granulométrie du sédiment.

Le milieu diagénétique est oxydant dans les sables côtiers, dont la faible teneur en éléments organiques

empêche la prolifération des Bactéries et dont la granulométrie permet des échanges faciles entre l'eau interstitielle et l'eau de mer, se traduisant par une bonne oxygénation du milieu. Le fer et le manganèse subsistent donc sous forme d'oxydes et d'hydroxydes. Généralement, ces sédiments sont de couleur claire en raison de la faible teneur en matières organiques et en sulfures.

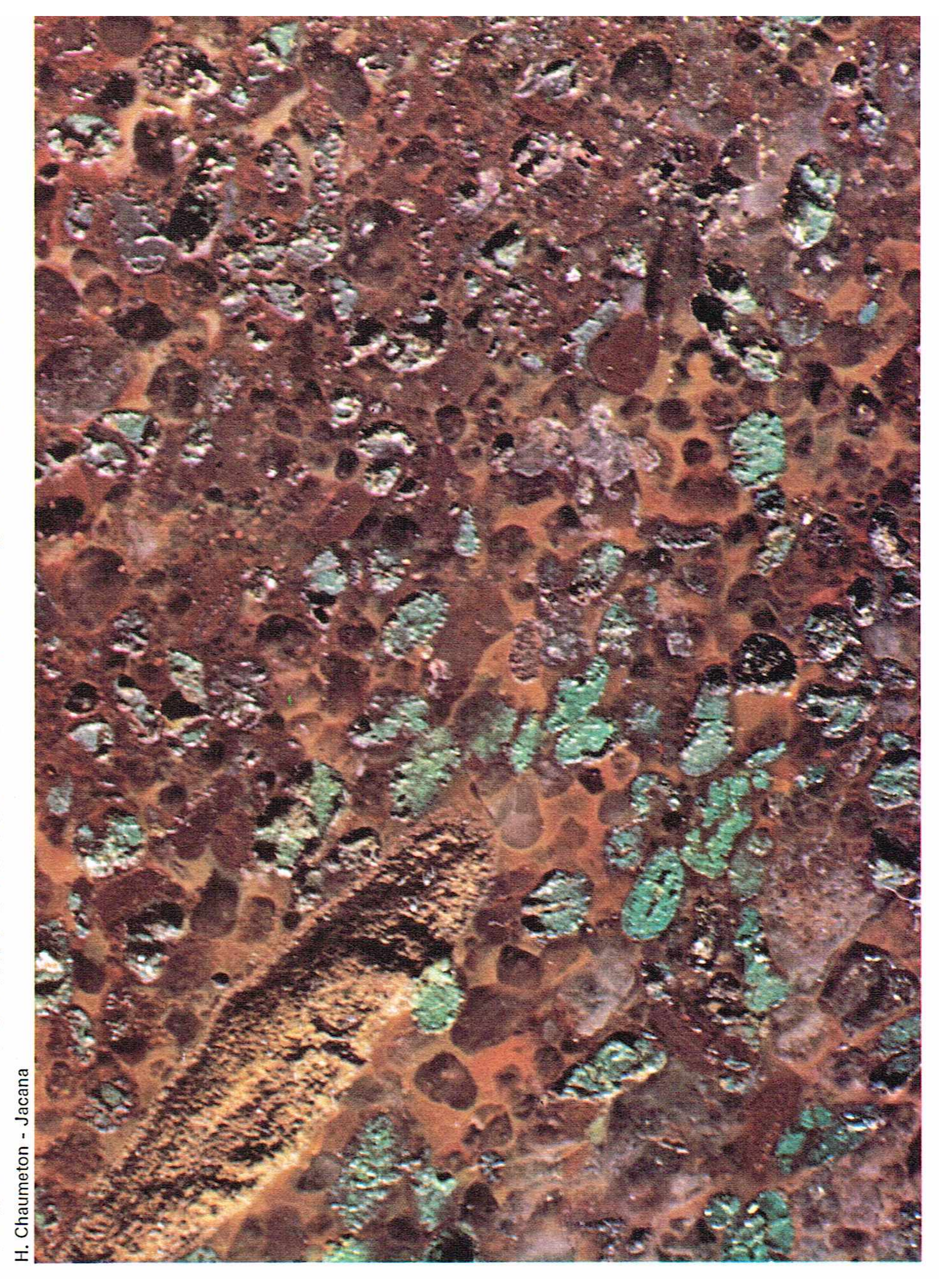
Les sédiments argileux du talus continental sont très enrichis en substances organiques provenant essentiellement d'organismes planctoniques (Foraminifères, Coccolithophoridés, etc.). L'activité bactérienne très intense détruit l'oxygène et provoque l'apparition d'un milieu fortement réducteur juste au-dessous des premiers centimètres de sédiment. Les sulfures de fer dispersés dans le sédiment lui confèrent une couleur grise à verdâtre, exception faite des premiers centimètres qui présentent une teinte rouille due aux hydroxydes de fer. Le niveau oxydé, formé par une mince pellicule d'oxydes et d'hydroxydes de fer, se rencontre dans les argiles grises actuelles du talus continental ; il est absent dans les boues noires des bassins à circulation réduite, comme celui de la mer Noire, car la frange d'eau qui se situe immédiatement au-dessus du fond est dépourvue d'oxygène.

Les argiles rouges abyssales constituent un exemple de sédiment déposé dans un milieu diagénétique oxydant. La partie inférieure de ces sédiments, à une certaine profondeur, devient réductrice. A la limite entre la zone oxydante et la zone réductrice se déposeraient, selon certains auteurs, des concrétions formées d'oxydes de fer et de manganèse, qui résulteraient de l'oxydation de composés réduits de fer et de manganèse provenant de la zone réductrice profonde. Selon d'autres chercheurs, les champs de nodules, visibles dans les photos des fonds océaniques, se formeraient sur le fond, au contact entre l'eau de mer et le sédiment. L'acidité des eaux interstitielles, mesurée par leur pH, varie avec la profondeur et selon la nature lithologique des sédiments. Les sédiments calcaires ou calcaro-argileux contiennent des eaux interstitielles qui sont toujours légèrement alcalines. Dans les sédiments pourvus ou dépourvus de carbonates, il existe un niveau où le pH est voisin de la neutralité ou légèrement acide : ce niveau constitue la limite entre la zone oxydante et la zone réductrice.

Les réactions chimiques qui se développent pendant la première phase de la diagenèse sont conditionnées et dépendent de la composition chimique et des propriétés physico-chimiques des eaux interstitielles. Les minéraux contenus dans le sédiment, qui ne sont pas en équilibre avec la composition des eaux, sont dissous et de nouveaux minéraux précipitent à partir de la solution. La composition minéralogique des roches sédimentaires à grain très fin, d'origine détritique (argiles) ou biochimique ou chimique (roches carbonatées, siliceuses, ferrugineuses, évaporites, etc.), est plus déterminée par les processus diagénétiques que par les processus sédimentaires.

La texture originelle de la roche peut également être masquée par les phénomènes diagénétiques. Au cours de la diagenèse, les sédiments sont d'abord en milieu oxydant ; puis, recouverts par des épaisseurs croissantes de sédiments nouveaux, ils se trouvent alors en milieu réducteur. Les minéraux diagénétiques stables se forment donc en milieu réducteur. Le fer, réduit à l'état ferreux, se combine avec l'hydrogène sulfuré, qui provient de la réduction des sulfates, pour former de l'*hydrotroïlite* (monosulfure de fer hydraté), laquelle se transforme dans les phases plus tardives de la diagenèse en *marcassite* et en *pyrite*. Dans les sédiments récents et dans les roches sédimentaires, on peut trouver aussi des petites quantités de sulfures d'autres éléments (manganèse, cuivre, zinc, nickel, etc.). Les ions métalliques, nécessaires à la formation de sulfures diagénétiques, passent progressivement en solution dans les eaux interstitielles ; ils proviennent des minéraux instables présents dans le sédiment au fur et à mesure que s'effectue la précipitation des sulfures correspondants. De nombreux chercheurs pensent que la précipitation primaire des sulfures est possible dans les eaux enrichies en hydrogène sulfuré. La dolomite et l'ankérite précipitent directement à partir des carbonates de fer, de magnésium et de calcium qui se trouvent en solution dans les eaux interstitielles. La *célestine* (sulfate de strontium), parfois présente dans certains sédiments, peut se former par précipitation biochimique ou au cours de la diagenèse. L'ion phosphate, qui résulte, au moins en partie, de l'altération bactérienne des substances organiques, se combine avec le calcium pour former de l'*apatite* et avec le fer pour former de la *vivianite*. Dans certains sédiments océaniques actuels et dans certaines roches sédimentaires, on rencontre de la *barytine* (sulfate de baryum) d'origine diagénétique. La plupart des minéraux argileux qui se trouvent dans les sédiments peuvent être considérés comme des minéraux diagénétiques dérivant de phyllosilicates détritiques. On attribue une origine analogue à la *glauconie,* ou *glauconite,* phyllosilicate ferrifère formé par la modification diagénétique de la biotite ou d'autres silicates, ou encore par synthèse directe ; il en va de même pour les chlorites ferrifères. L'*albite,* et parfois aussi les feldspaths potassiques, sont des minéraux diagénétiques assez fréquemment représentés dans les roches sédimentaires, où ils se développent sous forme de petits cristaux automorphes, se formant parfois autour de grains de feldspaths d'origine détritique.

Les *zéolites* (analcime, phillipsite, etc.), que l'on rencontre très fréquemment dans les sédiments océaniques actuels (par exemple, dans les nodules de manganèse), se forment très probablement au cours de la diagenèse à partir des projections volcaniques vitreuses. On connaît, par exemple, des roches stratifiées formées essentiellement par de l'analcime (analcimolites, tuffites à analcime) associée à des oxydes de fer, du quartz détritique, des carbonates, etc. Ces roches possèdent une structure apparemment oolithique, l'analcime se présentant sous forme de globules de 1 mm de diamètre, à structure concentrique, vraisemblablement formés pendant la diagenèse. Il s'agit toujours de dépôts continentaux, comprenant parfois des restes d'organismes. L'analcime a pu se former à la suite du lessivage (par des eaux très sodiques) de dépôts sédimentaires lacustres de régions à climat aride.


H. Chaumeton - Jacana

▲ **Grès à glauconie.** ***La glauconie, phyllosilicate ferrifère, est formée par la modification diagénétique de la biotite ou d'autres silicates, ou encore par synthèse directe.***

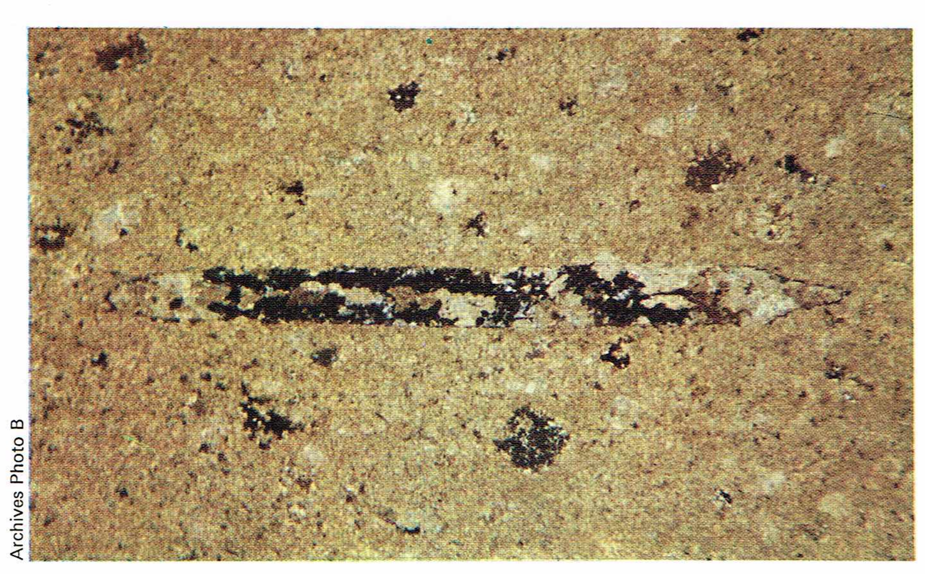
▶ *Page ci-contre à gauche, les grains de quartz de ce grès quartzite, dont on peut reconnaître dans certains cas les contours originels marqués par des alignements d'impuretés, sont cimentés par du quartz qui s'est orienté cristallographiquement sur le réseau des éléments détritiques. Dévonien inférieur des Ardennes (Belgique). Lame mince en nicols croisés. Au milieu, les contours des éléments détritiques carbonatés et dolomitiques présents dans ce grès ont été presque complètement masqués par la recristallisation diagénétique et se confondent avec le ciment calcitique. Permo-Trias. Lame mince en nicols croisés. A droite, la texture originelle de ce calcaire triasique, fortement recristallisé pendant la diagenèse, est représentée par les fins alignements horizontaux d'impuretés argileuses. Lame mince en nicols croisés.*

L'origine de la formation des différents minéraux diagénétiques peut être mise en évidence par l'étude microscopique des roches sédimentaires et, en particulier, par l'étude des rapports entre la forme cristalline et la position réciproque des substances déposées dans les pores des roches clastiques ou formées par substitution métasomatique des minéraux originels du sédiment. Par exemple, l'étude de certains gisements de fer sédimentaires a montré que l'hydroxyde de fer colloïdal, présent dans le sédiment primaire au cours de la diagenèse, se transforme, au passage de la zone oxydante à la zone réductrice, en glauconite, chlorite ferrifère, sidérite ou pyrite. L'érosion sous la couche d'eau peut provoquer une interruption de la diagenèse; les fragments érodés se trouvent en milieu oxydant, mais avec le processus normal recommence l'accumulation de nouveaux sédiments. Selon certains auteurs, la texture oolithique que l'on rencontre fréquemment dans les dépôts de fer sédimentaire serait diagénétique, alors que selon d'autres les oolithes seraient primaires, c'est-à-dire construites originellement à partir d'hydroxyde ferrique ou de carbonate de calcium.

Les minéraux diagénétiques ne sont pas toujours uniformément répartis dans la roche; ils se concentrent dans certains niveaux où les conditions physico-chimiques sont favorables à leur précipitation dans les eaux interstitielles. Par exemple, dans une série sédimentaire constituée par l'alternance de couches sableuses et argileuses, l'anhydride carbonique qui résulte de l'activité bactérienne dans les niveaux argileux riches en matière organique provoque une dissolution du carbonate de calcium qui s'infiltre dans les niveaux sableux. L'anhydride carbonique s'échappe facilement des niveaux sableux et se disperse dans l'eau de mer; cela provoque la précipitation de calcite dans les espaces intergranulaires car la solubilité du carbonate de calcium dépend de la quantité d'anhydride carbonique en solution. La diminution d'anhydride carbonique et de calcium en solution dans les eaux interstitielles des sables provoque un appel (par diffusion) de ces substances à partir des niveaux argileux où leur concentration est plus élevée. C'est ainsi que le carbonate de calcium migre des niveaux argileux vers les niveaux sableux, où il se dépose sous forme de ciment intergranulaire.

Les concentrations de *sidérite* et d'*ankérite* dans les séries argilo-calcaires contenant des couches de charbon sont expliquées par le même processus. L'altération de la substance organique végétale provoque un développement d'anhydride carbonique, qui augmente la solubilité du fer sous forme de carbonate ferreux. Au contraire, le caractère alcalin des eaux interstitielles des couches carbonatées diminue la solubilité du fer et provoque sa précipitation sous forme d'ankérite ou de sidérite. Ces minéraux se trouvent en remplacement métasomatique de la calcite, ou sous forme de ciment dans le cas de sables calcaires. La différence de concentration du fer en solution dans les eaux interstitielles des couches argileuses et dans celles des couches carbonatées provoque une diffusion de cet élément vers les couches carbonatées.

▼ *Dans ce calcaire du Jurassique supérieur, les spicules siliceux de Spongiaires ont été partiellement transformés en calcite au cours de la diagenèse. Pour le spicule qui figure au centre de ce cliché la substitution a commencé par les extrémités et le canal axial. Lame mince en nicols croisés.*



Archives Photo B

La sidérite est un ciment assez commun des roches gréseuses, mais elle peut aussi constituer des concentrations qui, en surface, s'altèrent en *limonite*. La silice est aussi susceptible de migrer au sein des masses sédimentaires soumises à la diagenèse; c'est ainsi que certains dépôts de Diatomées et de matériaux pyroclastiques sont localement cimentés par de la silice micro-cristalline qui leur confère une dureté très élevée. La silice peut également cimenter des roches de natures différentes, intercalées dans ces sédiments. Dans les roches argilo-calcaires caractérisées par un faible apport de matériaux détritiques, la silice et le carbonate de calcium originellement mélangés de manière homogène peuvent se redistribuer. Quand les eaux interstitielles sont alcalines, la silice passe en solution et les tests d'organismes siliceux sont remplacés par de la calcite. L'inverse se produit dans les zones acides, où la silice en excès précipite sous forme de nodules tandis que le carbonate passe en solution. Les nodules phosphatés que l'on rencontre dans les sédiments calcaires et argileux ont une origine semblable.

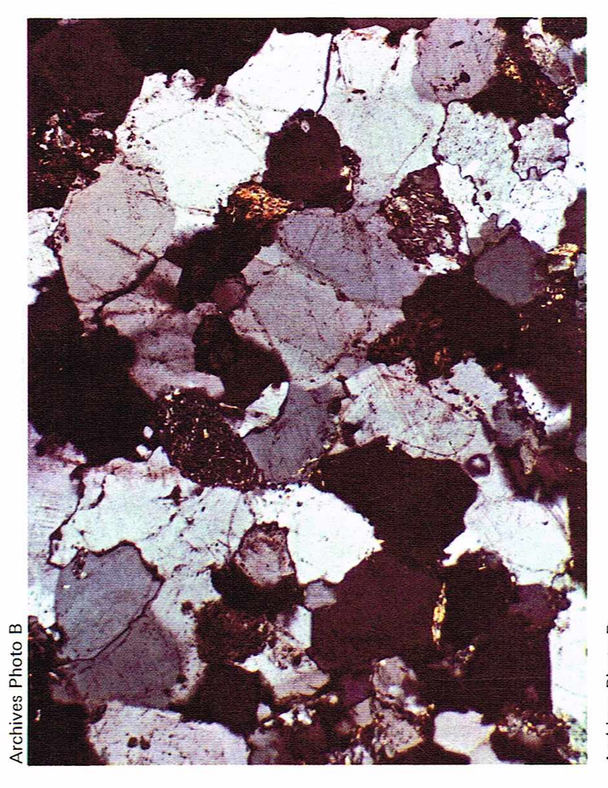
La formation de minéraux diagénétiques par précipitation à partir des solutions interstitielles, ou par réaction entre ces dernières et les minéraux détritiques, joue un rôle important dans la détermination de la composition chimique finale de la roche sédimentaire. Dans de nombreux cas, la diagenèse provoque une lithification partielle du sédiment qui se limite à des concentrations et des structures secondaires. Pour la majeure partie des sédiments, le principal facteur de lithification dépend de la pression due à la charge des sédiments sus-jacents, et peut-être aussi des pressions orientées qui se développent au cours de l'orogenèse.

Les processus diagénétiques tardifs

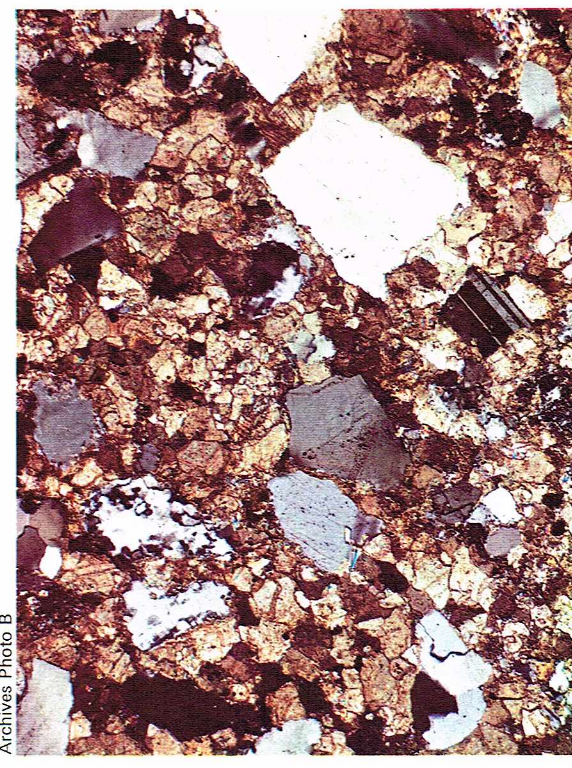
La diminution de volume des sédiments qui résulte de l'expulsion d'une grande partie de l'eau interstitielle est très importante dans le cas des sédiments argileux; en effet, la teneur en eau des argiles passe de 80 % à 20 % au cours du processus diagénétique; cette perte est beaucoup moins importante dans le cas des sédiments sableux. Au cours du tassement, les minéraux phylliteux accentuent leur orientation parallèle aux surfaces de stratification; par contre, les grains de sable et les limons, indépendamment de leur orientation, sont tassés les uns contre les autres. Aux points de contact, la solubilité de chaque espèce cristalline se trouve fortement augmentée (principe de Riecke). Ainsi, on aboutit à une dissolution des cristaux aux points de contact et à un redépôt des substances dissoutes sur les surfaces libres des grains. Le processus que nous venons de décrire est très actif dans le cas des grès quartzeux et dans les calcarénites (grès calcaires) : il provoque un aplatissement progressif des grains qui sont soumis à des tassements importants et qui se cimentent le long de surfaces de dissolution irrégulières, que l'on appelle des *microstylolites*. Le redépôt simultané de quartz et de calcite sur les grains provoque une oblitération progressive de leurs contours originels. Ces phénomènes sont plus marqués et plus rapides dans le cas des sédiments calcaires (beaucoup plus solubles) que dans celui des sédiments siliceux. Dans le cas des sédiments calcaires à grain très fin, le processus de dissolution-recristallisation dépend plus des variations physico-chimiques des eaux interstitielles que de la pression due au poids des sédiments sus-jacents.

Les dimensions des grains ont également une certaine importance. En effet, les grains et les cristaux les plus petits d'un minéral sont plus solubles que les cristaux plus gros de la même espèce; de cette manière, les cristaux plus importants s'accroissent aux dépens des plus petits. Ce phénomène explique l'augmentation progressive de la structure grenue des roches sédimentaires au cours de la diagenèse et même du métamorphisme. La transformation de la silice amorphe des sédiments (opale) en calcédoine, puis en quartz, celle de l'aragonite en calcite suivent un processus analogue. En effet, ces formes cristallines ont une solubilité décroissante.

Enfin, la circulation des eaux interstitielles est un facteur très important de la diagenèse. Pendant l'enfouissement de la série sédimentaire, les eaux qui proviennent en grande partie du sédiment sont expulsées à la suite du tassement et de la réduction de volume des sédiments. Elles vont donc, après avoir traversé d'épaisses séries sédimentaires et s'être chargées en éléments dissous,



Archives Photo B



Archives Photo B



Archives Photo B

essayer de rejoindre la surface. Les eaux minéralisées peuvent déposer différentes substances comme des carbonates et des sulfates (anhydrite, barytine, célestine) qui contribuent à la cimentation des roches qu'elles traversent. Au cours de cette phase diagénétique tardive, se forment des minéraux de titane (comme le rutile), des feldspaths, et sur des grains détritiques comme la tourmaline et le zircon peuvent se former de nouvelles zones de croissance. La température élevée qui existe dans les parties plus profondes de la série diagénisée accélère les processus de dissolution-recristallisation. Les phénomènes de dissolution et de précipitation de certains minéraux se poursuivent même après lithification de la série, au cours de l'orogenèse et de l'érosion; les eaux souterraines arrivent alors à la surface par infiltration. Au cours de cette phase, des dissolutions partielles peuvent se produire, surtout dans les cargneules, les calcaires et les dolomies qui acquièrent une structure caverneuse (dans ces roches, la dolomite peut être remplacée).

La lithification des principaux types de sédiments

Dans les **roches clastiques,** les plus importants changements de la nature minéralogique du sédiment originel précèdent la cimentation et la lithification se développant au cours des phénomènes de tassement. La cimentation des graviers, qui aboutit à la formation de *conglomérats,* s'effectue par lithification de la fraction interstitielle, sableuse et argileuse. Les galets et autres éléments détritiques grossiers ne participent pas à ce processus, exception faite des galets carbonatés qui peuvent présenter des figures de dissolution.

La consolidation des sables aboutit à la formation des *grès;* elle s'effectue essentiellement par précipitation dans les pores intergranulaires d'un ciment d'origine chimique, généralement formé de calcite ou de silice sous leurs différentes formes minéralogiques. La précipitation du ciment peut avoir lieu dans les phases précoces ou tardives de la diagenèse. Dans le premier cas, la roche déjà cimentée ne subit pas ou subit peu l'effet du tassement dû aux sédiments sus-jacents; dans le second cas, vraisemblablement plus fréquent, le sable est tassé et l'espace intergranulaire se trouve réduit avant le phénomène de cimentation. Un grès peut être cimenté par un ou par plusieurs minéraux : très souvent, on observe une première génération de ciment formant un voile de petits cristaux enveloppant la surface des grains à laquelle succède un second dépôt de même nature ou de nature différente, qui oblitère complètement les pores de la roche.

La diagenèse débute, dans les *sables quartzeux,* par une dissolution de la surface des grains qui devient opaque et corrodée. La silice dissoute recristallise ensuite sous forme de quartz à la périphérie des grains détritiques; en s'orientant sur le réseau cristallin déjà existant, elle construit des faces et des arêtes parfaites; à ce stade, la roche est faiblement cimentée et encore friable. La phase principale de cimentation a lieu lorsque la roche se trouve sous une importante charge de sédiments : il y a alors mise en solution de silice provenant des contacts intergranulaires et des petits cristaux, puis recristallisation presque immédiate. Dans les phases encore plus tardives, une partie du quartz peut être remplacée par de la calcite si à proximité du grès ou dans celui-ci se trouvent des débris de roches ou d'organismes carbonatés.

La lithification des *sables à matrice argilo-carbonatée* aboutit à la formation de grauwackes ou de subgrauwackes et au développement dans la matrice de phyllosilicates et de carbonates (calcite et parfois sidérite). On n'observe pas de dépôts siliceux autour des grains de quartz; par contre, ces derniers sont souvent imbriqués, peut-être à la suite de phénomènes de dissolution réciproque. Les grains de quartz sont souvent bordés de calcite ou de minéraux micacés.

▼ ***A gauche, pendant les phases tardives de la diagenèse, de nombreux cristaux de quartz de ce grès ont été remplacés par de la calcite le long des fractures. Les éléments carbonatés de la roche (fragments de calcaire et ciment calcitique) ont été partiellement dissous et remplacés par des substances argileuses. Lame mince en nicols croisés.***

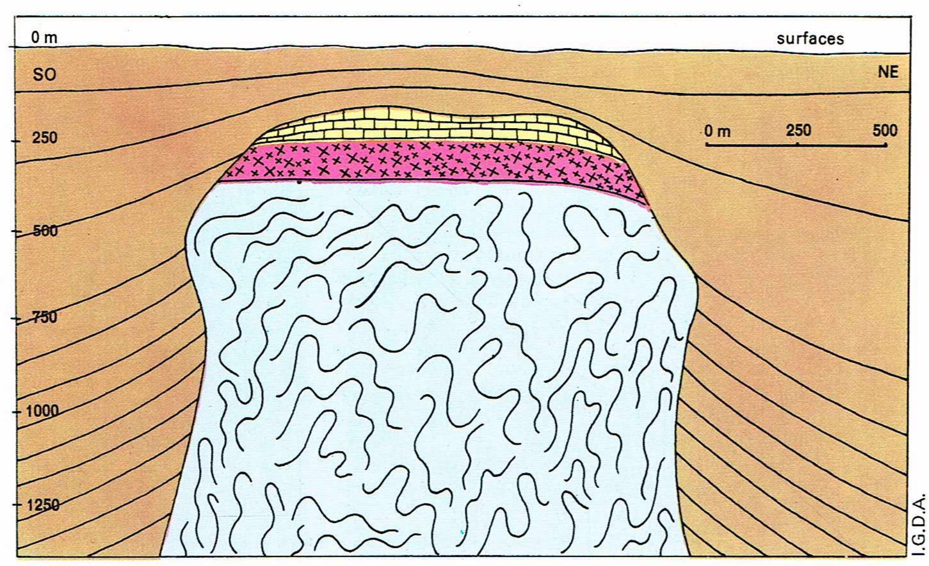
A droite, grès quartzite essentiellement composé par des grains de quartz cimentés par un ciment siliceux. Les zones microcristallines sont des fragments de roches schisteuses essentiellement chloritiques. Dévonien des Ardennes (Belgique). Lame mince en nicols croisés.



Archives Photo B



Archives Photo B



▲ *Le « chapeau » de ce dôme de sel est constitué par une zone d'anhydrite et de gypse (couleur rose foncé), surmontée par une zone calcaire assez poreuse. La masse de sel gemme est représentée en bleu. Golfe du Mexique (d'après Eby, Halbouty et coll.).*

Les *arkoses (ou grès feldspathiques)* prennent naissance grâce à une faible consolidation de sables feldspathiques. Le ciment des arkoses est formé par des carbonates et des minéraux des argiles qui se déposent au cours de la compaction de la série. Les carbonates (calcite, ankérite, etc.) dérivent essentiellement de l'altération des plagioclases et des minéraux ferromagnésiens ; quant aux minéraux des argiles, qui appartiennent souvent à la famille des kaolinites (parfois aussi aux illites et chlorites), ils résultent de l'altération par hydrolyse des feldspaths. Les micas détritiques sont aussi altérés et transformés en minéraux argileux.

La lithification des *sédiments calcaro-argileux* se fait essentiellement par tassement et expulsion des eaux interstitielles ; les transformations des minéraux argileux ont toutefois une importance notable. La kaolinite et la montmorillonite (les smectites) se transforment en fonction de la composition des eaux interstitielles en illite, en séricite ou en chlorite. Les paillettes de phyllites s'accroissent et le processus se développe même au cours du métamorphisme. La lithification des argiles peut être accentuée par la précipitation de silice colloïdale ou de calcite au cours de la diagenèse.

La diagenèse et la lithification des **sédiments d'origine chimique et biochimique** se développent beaucoup plus rapidement que dans le cas des dépôts clastiques car leur solubilité est plus importante et la granulométrie des grains beaucoup plus fine.

La lithification des *sédiments carbonatés* se fait très rapidement, et certaines roches calcaires sont solidifiées dès leur dépôt ; c'est le cas, par exemple, des travertins et des calcaires récifaux. Il y a dissolution et recristallisation de calcite par le biais des eaux interstitielles ; l'*aragonite,* que l'on rencontre dans certains sédiments d'origine chimique ou organogène, se transforme rapidement en calcite. Dans certaines conditions, au cours de la diagenèse, les sédiments carbonatés peuvent se transformer partiellement ou totalement en dolomite (dolomitisation). Lorsque le sédiment calcaire contient de la silice à l'état diffus, celle-ci peut se concentrer sous forme de concrétions ou nodules de silex. Dans les roches calcaro-dolomitiques contenant des nodules de silex, la silicification vient généralement après la dolomitisation ; dans certains sédiments, toutefois, on observe l'inverse.

La lithification des *sédiments siliceux* non détritiques est aussi très rapide, comme le montrent les débris de silex anguleux que l'on rencontre dans les conglomérats intraformationnels résultant d'éboulements sous-marins légèrement postérieurs à la sédimentation.

La diagenèse provoque dans les *dépôts évaporitiques* des changements de composition minéralogique notables, surtout en raison de la très grande solubilité des minéraux. L'augmentation de température pendant la diagenèse tardive favorise la transformation du *gypse* en *anhydrite* et la dissolution dans les eaux interstitielles de certains sels qui cristallisent tardivement. Les solutions sursaturées traversent les masses évaporitiques et provoquent, surtout lorsque les températures sont élevées, de nombreuses réactions de type métasomatique. On peut dire que la composition minéralogique finale des évaporites dépend essentiellement de la diagenèse, qui provoque aussi la disparition totale de certaines espèces minérales formées pendant la sédimentation.

Des processus diagénétiques tardifs (hydratation de l'anhydrite avec formation de gypse) sont provoqués par des eaux d'origine superficielle ruisselant sur les dépôts évaporitiques pendant l'orogenèse ou au cours de la remontée des diapirs salins. Le « chapeau » des dômes salins peut être attribué également à des phénomènes diagénétiques. Il s'agit d'un corps rocheux lenticulaire dont l'épaisseur moyenne atteint la centaine de mètres, constitué à sa base par de l'anhydrite et au sommet par du gypse grossièrement cristallisé. Ce niveau, qui contient des concrétions de soufre, peut être recouvert par une couche essentiellement calcaire à texture poreuse. Le « chapeau » se formerait par concentration, au sommet du diapir et pendant sa remontée, de niveaux de carbonates et d'anhydride contenus dans la masse de sel gemme mais beaucoup moins solubles que cette dernière. Toutefois, ces matériaux peuvent être dissous, puis recristalliser à la suite de lessivages par les eaux superficielles qui provoquent, par exemple, la transformation en gypse de l'anhydrite et la réduction des sulfates en soufre (peut-être en liaison avec des actions bactériennes).

Les sédiments déposés dans les milieux continentaux subaériens subissent, au début, des processus diagénétiques différents de ceux qui se développent dans les milieux aqueux. Il s'agit essentiellement de processus de type pédogénétique résultant de l'infiltration et de la remontée par capillarité en saison sèche des eaux de nature météorique. Toutefois, les processus diagénétiques tardifs, qui se développent sous une importante couche de sédiments, sont analogues à ceux qui affectent les dépôts subaqueux.

Les textures des roches sédimentaires

On désigne par le terme *texture* l'ensemble des caractères comme les dimensions, la forme, les relations géométriques entre les différents éléments (dans les roches clastiques) et entre les minéraux (dans les roches d'origine chimique). Dans les roches d'origine organique, on considère les caractères des tests d'organismes qui les constituent. Les textures des roches clastiques sont très variées et intéressantes car elles permettent de reconstituer le milieu de sédimentation de la roche. Les textures des roches d'origine chimique reflètent essentiellement les conditions physico-chimiques de la diagenèse, les textures liées à la sédimentation précédant la diagenèse étant généralement effacées par cette dernière. Les textures des roches organogènes peuvent indiquer, par exemple, si les organismes sont *autochtones* (développés dans le milieu) ou *allochtones* (repris à des formations déjà existantes, donc remaniés).

Les **dimensions des fragments** qui constituent un sédiment ou une roche sédimentaire clastique sont déterminées grâce à l'*analyse granulométrique*. On mesure les pourcentages, généralement pondéraux, des différentes classes granulométriques présentes dans le sédiment et dans la roche clastique. Chaque *classe granulométrique* regroupe les fragments de roche et les grains de dimensions comprises entre deux valeurs limites choisies de manière arbitraire mais disposées selon une échelle donnée ; le plus souvent, on utilise l'échelle de Wentworth, dans laquelle les limites des classes sont des puissances entières, positives ou négatives, de 2. La série des valeurs généralement utilisées dans les analyses granulométriques par tamisage, exprimées en millimètres, est la suivante : 4, 2, 1, 1/2, 1/4, 1/8, 1/16 de mm.

La détermination des pourcentages des différentes classes granulométriques s'effectue de plusieurs façons en fonction de la nature du matériel analysé. Par exemple, pour les graviers, on mesure les trois dimensions de chaque galet (habituellement, l'épaisseur maximale, moyenne et minimale) ; on effectue la moyenne de chaque série de valeurs et on les regroupe dans les intervalles définissant chaque classe granulométrique. Pour les sables, on effectue un tamisage sur une colonne de tamis avec des mailles décroissantes de haut en bas suivant l'échelle de Wentworth ou toute autre échelle préalablement choisie, puis on pèse la fraction retenue par chaque tamis.

Étant donné qu'il est impossible de construire des tamis avec des ouvertures de maille inférieures à 1/16 mm, on utilise pour analyser les particules inférieures à ces dimensions des systèmes basés sur les différences de vitesse de sédimentation des particules, placées dans un liquide, en fonction de leur diamètre (loi de Stokes).

Les résultats des analyses granulométriques, c'est-à-dire les pourcentages des différentes classes granulométriques qui constituent un sédiment clastique, sont ensuite exprimés graphiquement de différentes façons.

L'*histogramme* constitue l'expression graphique la plus immédiate et la plus facilement réalisable de la composition granulométrique. L'histogramme est un diagramme dans lequel on reporte en abscisses les valeurs limites données par les tamis entre les différentes classes granulométriques (de cette façon, les limites entre les classes sont équidistantes) et en ordonnées le pourcentage de chaque classe. Ce pourcentage se trouve donc représenté par un rectangle, dont la base est constituée par un segment unissant chaque valeur limite et dont la hauteur est proportionnelle au pourcentage de la même classe. L'histogramme a une forme comparable à celle des tuyaux d'un orgue ; on y distingue immédiatement la *classe modale* (celle qui montre le pourcentage le plus élevé) et la distribution générale des classes granulométriques dans un sédiment.

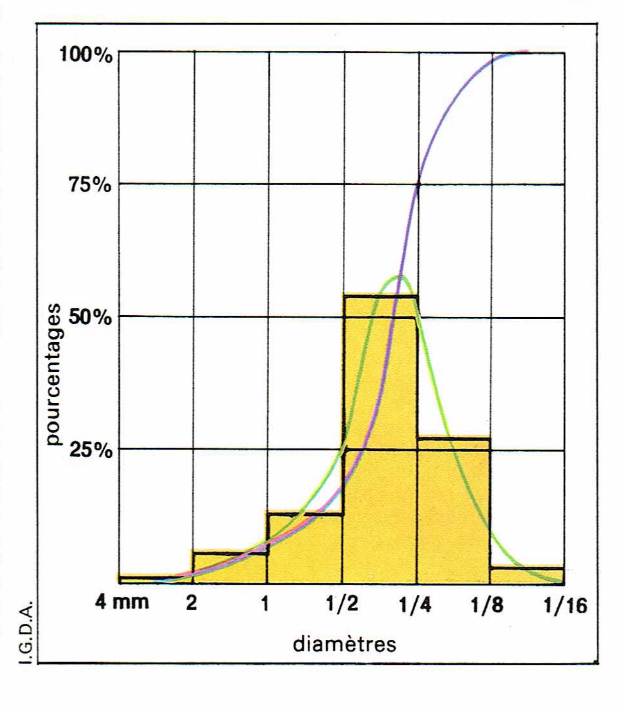
La *courbe de fréquence* est une autre représentation assez simple de la distribution granulométrique : sa conception est analogue à celle de l'histogramme. On peut, en effet, concevoir un histogramme constitué par un grand nombre de classes granulométriques avec des limites très proches les unes des autres et réunir les sommets de chaque rectangle représentant le pourcentage (ou fréquence) de chaque classe. La courbe de fréquence a une forme en cloche. L'apex de la courbe représente la valeur du diamètre le plus fréquent dans le sédiment analysé. Cette valeur, que l'on appelle *mode*, est considérée comme représentative du diamètre moyen du sédiment ; elle est directement en rapport avec l'intensité des agents de transport du milieu sédimentaire.

En plus du diamètre moyen des particules qui le composent, un sédiment se distingue par d'autres caractères granulométriques qui peuvent être exprimés numériquement et mesurés directement sur les graphiques. Par exemple, l'*obliquité* de la distribution granulométrique est visible sur la courbe de fréquence par une prédominance des fractions plus grossières du mode sur les fractions plus fines (obliquité positive) ou *vice versa* (obliquité négative). C'est une donnée utilisée pour reconstituer les propriétés dynamiques du milieu sédimentaire ; une obliquité positive peut résulter de l'entraînement des particules plus fines du sédiment par un courant de vitesse considérable, tandis qu'une teneur très élevée en fraction plus fine du mode peut être attribuée à une sédimentation dans un milieu caractérisé par une turbulence élevée.

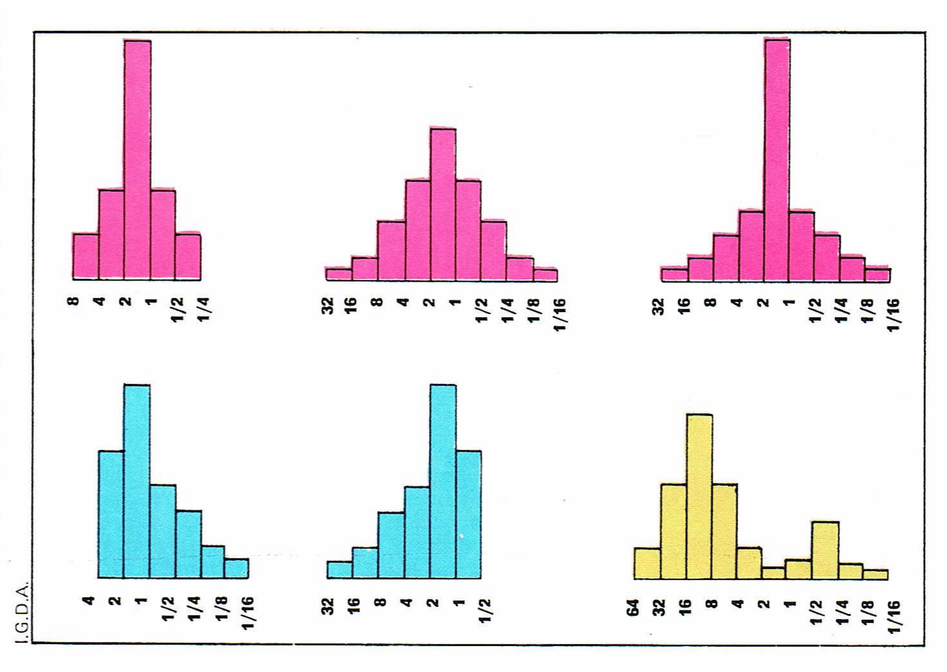
La *courbe cumulative* permet une représentation graphique d'une distribution naturelle (comme celle de la fréquence des fragments de différents diamètres dans un sédiment clastique) moins évidente que l'histogramme et la courbe de fréquence. Toutefois, elle permet d'exprimer différentes propriétés de la distribution granulométrique par des indices numériques et donc d'effectuer des comparaisons quantitatives des différentes distributions granulométriques. Cette courbe se construit avec un système d'axes identique à celui utilisé dans les histogrammes et les courbes de fréquence. On porte une échelle logarithmique sur l'axe des abscisses (axe horizontal), où l'on indique les diamètres, et une échelle arithmétique sur l'axe des ordonnées (axe vertical), où l'on reporte les pourcentages. La courbe cumulative peut être construite en dessinant un histogramme dans lequel les bases des rectangles qui représentent les fréquences de différentes classes granulométriques ne s'appuient pas toutes sur l'axe horizontal ; la base de chaque rectangle est au même niveau que le sommet du rectangle précédent. En unissant les points de contact entre les différents rectangles, on obtient une courbe cumulative en forme de S. A partir de la courbe cumulative, on peut déterminer sur l'axe des abscisses le diamètre moyen du sédiment *(médiane)* qui correspond à 50 % sur l'axe des ordonnées, et mesurer différentes caractéristiques de la distribution granulométrique. Par exemple, le classement d'un sédiment est exprimé par la forme de la courbe cumulative.

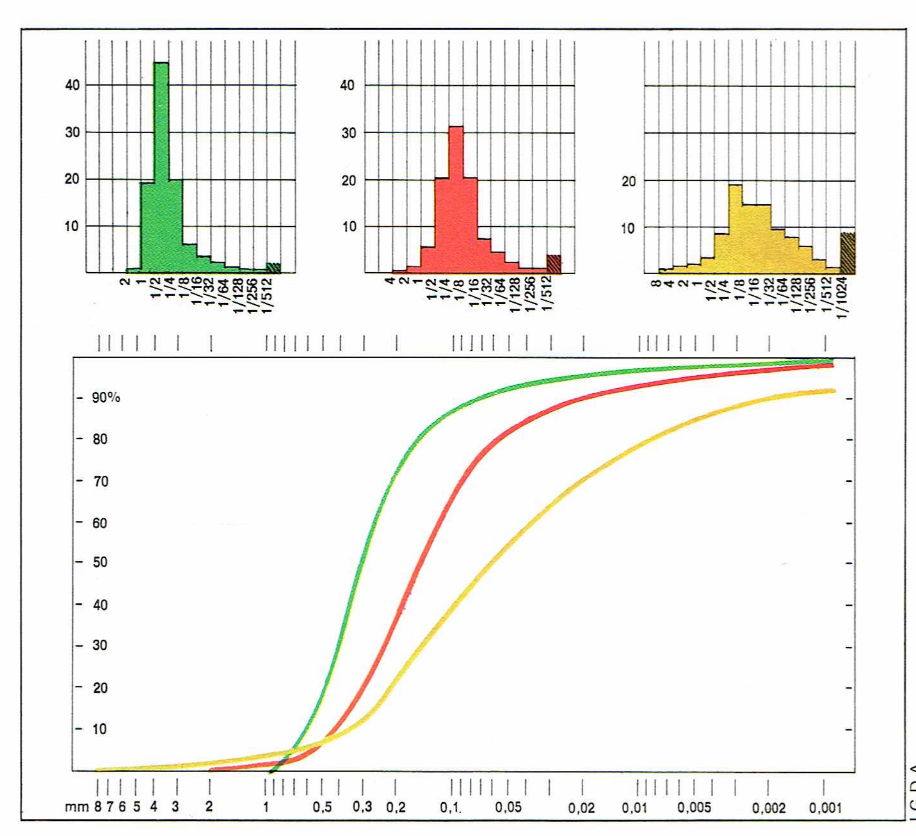
Les sédiments clastiques *bien classés*, c'est-à-dire formés par des fragments qui ont presque tous le même diamètre, sont représentés par une courbe de forte pente ou presque verticale. Dans un sédiment *mal classé*, c'est-à-dire formé par des débris de diamètres différents, on aura une courbe cumulative aplatie, tendant à se développer selon l'axe horizontal. De nombreuses distributions granulométriques de sédiments clastiques, exprimées en fonction du logarithme du diamètre des fragments, correspondent à une distribution gaussienne, laquelle est aussi applicable à d'autres phénomènes naturels (caractéristiques biologiques d'une population, etc.) et indique un rapport bien déterminé entre la fréquence et le logarithme du diamètre.

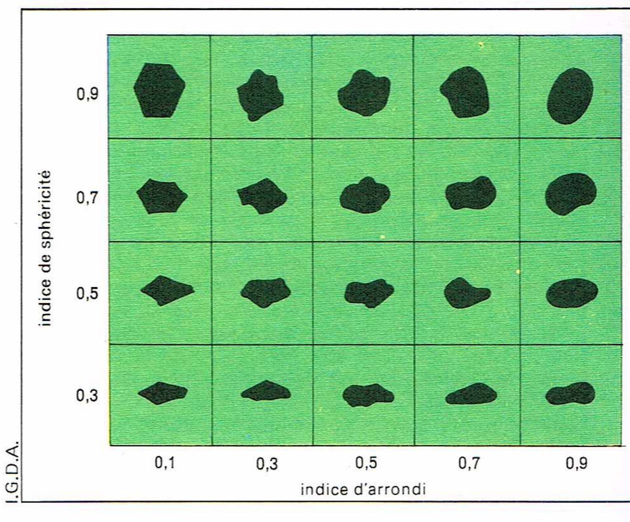
Les courbes de fréquence gaussiennes ont une forme en cloche symétrique. Elles sont plus ou moins ouvertes en fonction de la déviation standard de la distribution granulométrique. La distribution polymodale ou à tendance polymodale qui constitue une exception assez fréquente à la distribution classique unimodale (courbe à un apex) est caractérisée par une courbe de fréquence avec deux apex (courbe bimodale) ou plusieurs apex (courbe polymodale). Ces courbes, assez caractéristiques des sédiments graveleux, peuvent s'expliquer par des transports de masse par les glaciers ou bien par des



◄▼ Ci-contre, trois représentations différentes de l'analyse granulométrique d'un sédiment. En ocre, on a un* histogramme, *en vert la* courbe de fréquence *et en violet la* courbe cumulative *(d'après Pettijohn et Ridge dans Dumbard et Rodgers). En bas, les histogrammes roses représentent trois distributions granulométriques symétriques. Le second sédiment (en partant de la gauche) est moins bien classé que le premier, le troisième montre une très forte concentration d'éléments de dimensions comprises entre 1 et 2 mm. Les histogrammes bleus montrent des pentes de sens opposé ; l'histogramme de couleur ocre est bimodal (d'après Pettijohn).







▲ *A gauche, la* **diversité de texture** *de trois formations gréseuses est exprimée par la différence de forme des histogrammes et des courbes cumulatives. Le granoclassement est de plus en plus mauvais lorsque l'on va du sédiment vert (60 % des grains entre 0,5 et 0,2 mm) au sédiment ocre (10 % pour les mêmes dimensions)* [*d'après Fernandez*]. *A droite, grâce à des cibles comme celle-ci on peut évaluer de manière visuelle les valeurs de la sphéricité et de l'arrondi des fragments détritiques (d'après Krumbein et Sloss).*

courants de turbidité caractérisés par l'absence de classement du matériel détritique. Souvent, la présence d'une répartition bimodale dans une formation conglomératique traduit l'infiltration parmi les galets d'un sable déposé au-dessus du conglomérat. Cette distribution est assez rare dans les formations sableuses. Lorsqu'elle existe, elle traduit des phénomènes de contamination ou de mélange dus à deux stocks de matériaux d'origines diverses. La courbe de fréquence montre deux apex distincts uniquement lorsque la différence entre les deux modes est plus importante que les intervalles choisis comme limite entre deux classes granulométriques. Si cela ne se vérifie pas, les deux apex se confondent et la courbe de fréquence montre uniquement une irrégularité ; ce cas est très fréquent dans la nature. Les sédiments fins, comme les limons et les argiles, possèdent souvent une distribution à tendance bimodale, la courbe de fréquence ayant un seul apex. Toutefois, pour des diamètres de particules inférieurs à la vingtaine de microns, on remarque une inclinaison plus faible de la courbe que l'on peut attribuer à une fréquence des particules fines supérieure à celle présentée par l'équation de Gauss. Ce phénomène est dû à une particularité de la sédimentation des argiles, la *floculation*.

Le diamètre des débris clastiques détermine leur comportement au cours du transport et de la sédimentation, mais on ne peut faire abstraction de la forme des fragments, exception faite pour les particules sphériques, comme les oolithes et certains grains de quartz. Généralement, les résultats des analyses granulométriques sont aussi influencés par la forme des fragments. Il est, par exemple, évident qu'à volume égal un galet arrondi et un galet plat ne se comporteront pas de la même façon au cours du transport. De la même façon, des grains de formes très différentes (plats, arrondis, cylindriques) passent dans les mailles d'un même tamis lors d'un tamisage et se comportent de manières diverses au cours du transport. Enfin, les méthodes d'analyse des fractions argileuses admettent comme postulat que la forme des particules est sphérique, ce qui en réalité est presque toujours faux car les particules argileuses montrent le plus souvent un aspect lamellaire.

La **forme**, ou **morphologie**, joue un rôle essentiel dans le comportement des éléments détritiques au cours du transport et du dépôt et peut aussi être considérée comme un caractère essentiel de la texture des roches. Elle peut être exprimée par deux indices : l'indice de sphéricité et l'indice d'arrondi.

L'*indice de sphéricité* se réfère à la forme d'ensemble des fragments détritiques ; il est défini par la racine cubique du rapport entre le volume du fragment et le volume de la sphère circonscrite. La mesure s'effectue en général visuellement à l'aide de tableaux, les valeurs pouvant varier de 1 (grains sphériques) à 0 (grains aciculaires ou lamellaires).

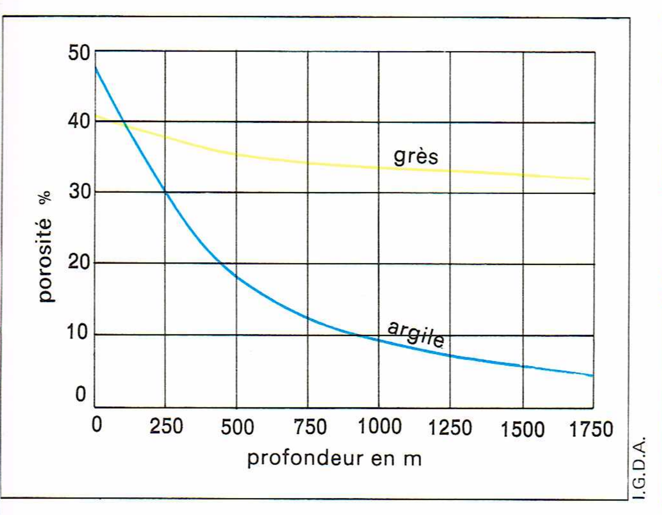
L'*indice d'arrondi* exprime les caractères de la surface des fragments ou le contour des fragments, projeté sur le plan d'appui. Cet indice est défini comme le rapport entre le rayon moyen des cercles inscrits dans les irrégularités du contour du grain et le rayon du plus grand cercle inscrit dans le contour même. Sa mesure s'effectue visuellement avec une cible ; elle varie entre 1 (grains à surface parfaitement lisse) et 0 (grains dont la surface est très accidentée).

Les textures des roches clastiques

Il existe une relation, assez mal précisée, entre les deux indices de forme : en effet, les fragments sphériques sont aussi les fragments les plus émoussés. Les fragments nettement différents de la forme sphérique que l'on rencontre dans les sédiments et dans les roches se disposent parfois en quinconce, ou montrent des orientations préférentielles *(textures orientées)* que le sédiment acquiert au cours de la sédimentation et qui reflètent les propriétés dynamiques du milieu de transport. Les orientations préférentielles des fragments de forme allongée ou de forme aplatie peuvent être exprimées dans un système de coordonnées polaires : on mesure l'azimut et l'inclinaison de la plus grande dimension pour les fragments allongés et de la normale au plan d'aplatissement pour les fragments plats. Les données sont ensuite reportées sur des diagrammes analogues à ceux que l'on utilise dans l'analyse structurale des roches métamorphiques.

L'*imbrication,* ou *texture imbriquée,* est caractéristique des formations graveleuses et des conglomérats ; elle résulte de la disposition des galets qui se recouvrent partiellement les uns les autres. Le plan d'aplatissement des galets forme un angle donné avec le plan de stratification. La texture imbriquée existe dans les dépôts de galets formés en milieu continental fluviatile et en milieu marin néritique ; elle est due à un transport par frottement ; elle est absente dans les dépôts qui se font par transport de masse (éboulements, turbidites, etc.). Cette texture permet de déduire la direction et le sens du courant car les galets plats sont inclinés selon la direction originelle du courant. L'imbrication peut également exister dans des dépôts côtiers, mais elle n'a pas une orientation constante.

Les lamelles ou paillettes de phyllosilicates contenues dans les sédiments argileux tendent à prendre une orientation identique, parallèle aux surfaces de stratification *(texture parallèle)* lorsque la sédimentation s'est faite dans des eaux tranquilles. L'iso-orientation est absente si le matériel argileux a été déposé par des agents de transport turbulents, comme les courants de turbidité, ou bien si le sédiment a été remanié par des organismes benthoniques. Les effets de la diagenèse tardive et un métamorphisme débutant provoquent, toutefois, une recristallisation des minéraux micacés parallèlement aux plans de stratification ; cette texture peut donc être considérée



I.G.D.A.

Archives Photo B

◀ *A gauche,* **courbes de variation de la porosité en fonction du tassement** ***pour l'argile et le grès. On observe une assez grande différence. A droite, les*** **oolithes ont** ***un noyau composé de fragments de calcite et une très belle couleur concentrique. La matrice calcaire est recristallisée autour des oolithes en prismes de calcite (lame mince en nicols croisés).***

comme secondaire dans certains cas (par exemple, dans les schistes argileux).

La texture originelle de nombreuses argiles peut engendrer une *texture fluidale* dans laquelle les paillettes se sont déposées selon les lignes de flux du sédiment plastique encore incohérent, soumis à la charge des sédiments sus-jacents.

Les fragments de forme allongée ont tendance à se déposer avec leur plus grand axe parallèle à la direction du courant *(texture linéaire)*. Ce phénomène se vérifie non seulement dans le cas de dépôts marins ou fluviatiles, mais aussi dans le cas des *moraines :* il permet donc de reconstituer le sens du mouvement des glaciers. Cette observation est très importante dans la reconstitution, à partir de moraines fossiles, du sens des déplacements des glaces antérieures au Quaternaire. Dans ces cas, en effet, on ne dispose plus des critères géomorphologiques. La texture linéaire se rencontre aussi dans les sables et dans les grès où elle peut être étudiée en lame mince.

Les textures des roches d'origine organique

Les restes organiques (tests d'animaux essentiellement représentés par des Lamellibranches) peuvent aussi attester des orientations préférentielles provoquées par les courants. Les restes de forme allongée se disposent sur les surfaces de stratification, en direction parallèle ou, plus rarement, en direction perpendiculaire au sens du courant. Par ailleurs, si ces restes possèdent une extrémité plus aiguë que l'autre, comme cela se produit pour certains Gastéropodes spiralés et certains Céphalopodes (turitelles, cérithes, orthocères, bélemnites), elle tend à se placer du côté d'où provient le courant. Les restes allongés des Graptolithes, les radioles des Échinodermes (oursins), les spicules de Spongiaires sont fréquemment orientés de la même façon. Parfois, on a observé, sur des surfaces de stratification, des Échinodermes (ophiures) avec leurs longs bras pliés dans le sens du courant. Les fragments d'origine organique aplatis, comme les valves de Lamellibranches, de Brachiopodes et les plaques d'Échinodermes, peuvent donner lieu à des *textures imbriquées*. Les valves de formes concave et convexe se disposent avec la concavité dirigée indifféremment vers le haut ou vers le bas dans le cas de courants d'énergie moyenne, et uniquement vers le bas dans le cas de courants de forte énergie.

Les textures des roches d'origine chimique

Les *roches sédimentaires d'origine chimique* ont des textures analogues à celles des roches intrusives et de certaines roches métamorphiques, car elles se forment par précipitation de substances à partir d'une solution sursaturée. Cette première étape est suivie par des réactions de type métasomatique entre le matériau cristallisé et les eaux interstitielles. Il s'agit de phénomènes de recristallisation et d'augmentation progressive de la dimension des cristaux au cours de la diagenèse. On rencontre, dans certains dépôts évaporitiques (gypse, anhydrite, sel gemme), des *textures cristallines primaires* qui ne sont pas soumises à une importante recristallisation diagénétique : la forme et les dimensions des cristaux résultent uniquement de leur précipitation. Ces textures montrent parfois un accroissement des dimensions des cristaux de la base vers le sommet de chaque lit de roche et rappellent en quelque sorte les textures de certaines roches intrusives basiques. Le plus souvent, la texture cristalline des roches sédimentaires est le résultat de processus diagénétiques qui débutent à partir d'un dépôt de gel colloïdal ou d'une vase cryptocristalline. Dans le premier cas, commun dans certaines roches siliceuses non détritiques, la *texture est cristalline finement grenue (à grain fin)* et irrégulière, semblable à la structure *pétrosiliceuse* résultant de la dévitrification des verres volcaniques. Dans le second cas, fréquent parmi les roches carbonatées, se produit une augmentation progressive de la dimension des grains : d'une *texture* originelle *cryptocristalline,* on passe à une *texture microcristalline* (diamètre de chaque cristal supérieur à 20 μ), puis *mésocristalline,* et enfin *macrocristalline* dans laquelle la calcite forme des plages monocristallines de diamètre supérieur à 1 mm et pouvant inclure des minéraux détritiques présents dans le sédiment. Dans les périodes initiales ou tardives de la diagenèse, les roches carbonatées peuvent subir la dolomitisation; celle-ci s'accompagne presque toujours de la disparition des structures primaires.

Certaines roches sédimentaires d'origine chimique peuvent présenter des *textures grumeleuses* ou *globulaires,* comme c'est le cas de certains calcaires et des dépôts phosphatés. Les grumeaux sont dépourvus de toute structure interne; ils représentent, selon les cas, soit des agglomérats de vase absorbés et expulsés par des organismes benthoniques qui en ont assimilé les matières organiques, soit des globules dus à l'agglomération de fines particules ou à la recristallisation non homogène de précipités chimiques cryptocristallins.

La *texture oolithique,* caractéristique surtout des formations carbonatées mais que l'on rencontre aussi dans des roches sédimentaires ferrugineuses, se formerait par adhésion de précipités très fins d'origine chimique, sous forme de voiles, autour d'un noyau solide en mouvement. Selon certains auteurs, cette structure ne pourrait se former qu'au cours de la diagenèse. Les caractères structuraux des roches sédimentaires contrôlent deux propriétés essentielles de ces roches : la *porosité* et la *perméabilité*. La *porosité* peut être définie comme le rapport du volume des vides au volume total de la roche ou du sédiment exprimé en %. La porosité est assez élevée dans les sédiments argileux récents, où le volume occupé par l'eau peut atteindre 80 % de la roche. La porosité des sables et des graviers est de l'ordre de 20 à 30 % de la roche; elle décroît, comme pour les argiles, à la suite de phénomènes de tassement et de cimentation jusqu'à des valeurs de l'ordre de 10 % (ou même moins dans le cas des grès). La porosité des calcaires est souvent inférieure aux valeurs que nous venons de signaler, mais elle peut augmenter par suite de processus de dissolution liés à la diagenèse tardive. La *perméabilité* d'une roche peut être considérée comme son aptitude à se laisser traverser par les fluides. Elle dépend donc, en plus de la porosité, de la dimension des pores, de la viscosité des fluides, de la nature des minéraux qui constituent la roche (certains minéraux ont tendance à adsorber les liquides), des textures orientées de certaines roches clastiques et de nombreux autres facteurs.

La quantification et la détermination de l'origine de la porosité et de la perméabilité des roches sédimentaires sont très importantes dans le cadre de la recherche des hydrocarbures et des eaux souterraines.

Les structures des roches sédimentaires

Les processus sédimentaires et diagénétiques aboutissent à la formation de structures que l'on peut observer sur de très grands affleurements, et qui sont caractéristiques des roches sédimentaires. Seules certaines structures de dimensions réduites sont visibles sur des échantillons isolés de roches. En ce qui concerne les roches sédimentaires, nous utiliserons le terme *structure* avec une signification différente de celle qu'on lui attribue dans le cas des roches ignées et métamorphiques. Appliqué aux sédiments, il possède un sens voisin de celui que l'on donne à *texture* dans le cas des roches ignées et métamorphiques. Signalons que les auteurs anglo-saxons, par contre, n'effectuent aucune différence entre les deux termes et les utilisent indifféremment pour les roches ignées, métamorphiques et sédimentaires.

On peut subdiviser les structures sédimentaires en *primaires* (formées pendant la sédimentation) et *secondaires* (formées pendant la diagenèse). Les structures sédimentaires primaires présentent une variété plus grande et surtout un intérêt scientifique plus grand car elles permettent de remonter aux conditions de dépôt des sédiments. Elles sont donc d'une importance fondamentale pour la reconstitution des anciens bassins sédimentaires et de la paléogéographie d'une région donnée. Les structures secondaires peuvent masquer et effacer complètement les structures primaires.

Les structures sédimentaires primaires

La **stratification**, c'est-à-dire la disposition des roches en strates ou couches (corps tabulaires de très grande extension horizontale par rapport à leur épaisseur en extension verticale) est la principale structure sédimentaire primaire. Les strates de sédiments ou de roches sédimentaires ont une extension latérale indéfinie, mais leur épaisseur varie : elle diminue dans une ou plusieurs directions et finit par devenir nulle; ainsi, toutes les strates ont une forme lenticulaire. Il existe toutefois des strates lenticulaires, de conglomérat, par exemple, dont l'extension latérale se limite à quelques mètres, tandis que certaines couches de calcaire ou d'argile peuvent recouvrir des surfaces de plusieurs centaines de kilomètres carrés. La géométrie tridimensionnelle des strates est déterminée par des facteurs du milieu au moment de leur formation : ainsi, les dépôts clastiques qui résultent de l'action de chenaux canalisés, comme les fleuves, se présentent sous forme de rubans allongés dans le sens du courant, leur section transversale étant grossièrement lenticulaire. Les dépôts clastiques, déposés par des courants non canalisés ou par des vagues, et les sédiments d'origine chimique, déposés par sursaturation d'un milieu aqueux, se disposent en strates d'épaisseur relativement constante dans les différentes directions.

▼ ***L'affleurement de niveaux siliceux de couleur verte et brun rougeâtre montre, sur des bancs fortement inclinés, des figures de sédimentation préexistantes à la diagenèse.***



D. Fernandez

Par ailleurs, de nombreuses strates sont formées par des sédiments ou des roches dont la composition varie latéralement, et cela jusqu'à constituer un dépôt totalement différent aux deux extrémités de la strate. Ce phénomène est déterminé par la diversité des conditions physicochimiques qui peuvent exister au sein du même bassin sédimentaire. La stratification des roches sédimentaires est partiellement mise en évidence par l'altération météorique et l'érosion différentielle sur une série de roches stratifiées de nature différente; certaines strates, plus résistantes à un type déterminé d'altération, restent en relief tandis que d'autres couches sont érodées beaucoup plus facilement.

Ainsi, la stratification qui, habituellement, est déterminée par les différences de composition minéralogique des roches et des sédiments dont elles dérivent, devient évidente et reflète la succession chronologique des conditions de genèse du milieu de sédimentation. Nous pouvons donc définir le terme de *strate* comme l'épaisseur de sédiments déposés dans des conditions de sédimentation constantes. L'alternance de couches ou strates de grès et d'argiles est généralement déterminée par une succession de périodes d'agitation (courants turbulents ou vagues) et de calme du milieu sédimentaire (marin, lacustre, etc.) : ainsi le sable est maintenu en suspension dans un milieu sédimentaire tant que la vitesse du courant aqueux reste supérieure à une valeur limite (seuil) au-dessous de laquelle il se sédimente, tandis que l'argile est encore transportée en suspension. Dans le cas des roches sédimentaires d'origine chimique, se rencontrent des alternances de roches évaporitiques de nature différente (anhydrite, sel gemme, gypse, etc.) qui reflètent une saturation successive des eaux du bassin par rapport aux différents sels dissous.

La stratification n'est pas toujours déterminée par la superposition de matériaux de nature minéralogique différente; elle peut également l'être par la superposition de dépôts identiques sous forme de différentes strates déposées à des moments différents. C'est le cas, par exemple, de strates de grès directement superposées et séparées par des surfaces planes, ou *surfaces de stratification,* caractérisées par de petites différences minéralogiques, telle une plus grande abondance des minéraux micacés. Les surfaces de stratification marquent simplement un arrêt de la sédimentation au toit de la strate; ou bien, elles peuvent représenter des surfaces d'érosion résultant de l'ablation d'une partie du sédiment déposé par un courant très énergique, suivies par un nouveau dépôt de sable lorsque l'énergie du cours d'eau diminue. Le cas des strates calcaires déposées les unes sur les autres sans interposition de couches de nature différente est très fréquent. Les surfaces de stratification qui séparent les strates résultent de l'interruption plus ou moins longue de la sédimentation. On connaît aussi des surfaces de stratification interne qui séparent les différentes couches constituant la strate.

Les roches sédimentaires sont caractérisées par le fait qu'elles se débitent en feuillets ou dalles qui sont parallèles aux surfaces de stratification. Lors d'un arrêt de sédimentation de longue durée, le sommet de la couche est recouvert par une patine d'oxydes de fer, souvent accompagnés par des phosphates, de la silice, des oxydes de manganèse (hard ground). Les hard grounds sont fréquents dans les roches calcaires formées en milieu marin; ils prennent naissance à la suite d'un arrêt de sédimentation provoqué par une période d'agitation prolongée, due, vraisemblablement, à l'existence de courants sous-marins. Certains hard grounds montrent de nombreuses perforations remplies par les sédiments sus-jacents qui résultent de l'action d'organismes fouisseurs benthoniques (Vers, etc.).

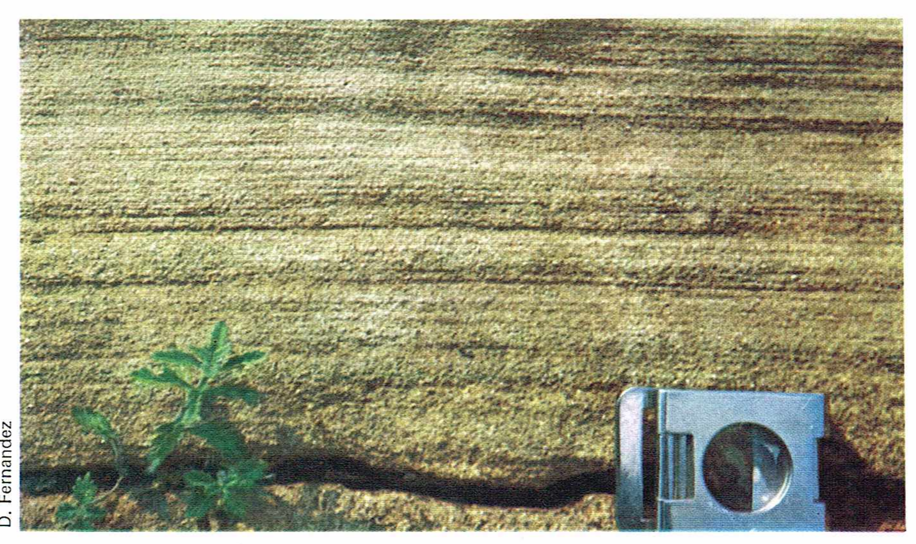
L'ensemble des caractères du milieu pendant le dépôt d'une strate de sédiment varie entre des limites bien définies. Il en résulte que la structure interne d'une strate n'est pas toujours uniforme : elle montre des variations rythmiques. Ce type de structure peut être appelé **stratification interne**, ou **litage**; chaque *lit*, ou *microcouche,* correspond à l'épaisseur du sédiment qui s'est déposé pendant une oscillation des conditions du milieu. Les

lits, toujours parallèles au sein de la même strate, peuvent aussi être parallèles à la base et au sommet de la strate (stratification, ou litage, parallèle) ou bien former entre eux un certain angle, notamment dans les dépôts clastiques (stratification inclinée). Par exemple, les strates de grès sont souvent formées par plusieurs couches superposées qui se différencient par le diamètre de leurs grains et aussi par leur composition minéralogique : cela dépend des variations rythmiques de la vitesse du courant et donc du diamètre et de la densité des éléments détritiques entraînés. De manière analogue, certains dépôts organogènes, comme les diatomites, peuvent se présenter avec des lits par suite de la variation dans le temps du rapport quantitatif entre les restes d'organismes et le sédiment inorganique. Dans les dépôts chimiques, le litage résulte souvent des variations physico-chimiques du milieu sédimentaire.

Certains auteurs ont proposé de réserver le terme de *strate* aux niveaux d'épaisseur supérieure à 1 centimètre, et le terme de lit aux niveaux d'épaisseur inférieure. L'épaisseur des strates peut varier latéralement; de plus, il est important de laisser aux deux termes leur valeur génétique. Par exemple, les sédiments varvés, ou *varves,* sont constitués par des alternances de petites couches de sables et d'argile, d'épaisseur souvent inférieure au centimètre, déposées dans les lacs d'origine glaciaire. Les sables se forment l'été, pendant la période de fonte des glaces, et les argiles pendant la période hivernale, lorsque les eaux sont tranquilles. Malgré leur épaisseur réduite, il s'agit de strates en raison des caractères génétiques que nous venons de décrire; dans les niveaux sableux, on peut distinguer, au microscope, de fins *litages* dus aux fluctuations de la vitesse du courant. Toutes les roches sédimentaires sont caractérisées par la disposition en couches superposées, ou strates, à l'exception des dépôts morainiques qui résultent de l'action érosive des glaciers. Toutefois, même dans les moraines, on peut distinguer des textures différenciées et des compositions variables en fonction de l'avancement progressif du glacier, et selon que l'on prend en considération des moraines de fond ou bien des moraines superficielles. Les roches pyroclastiques sont, aussi, fréquemment stratifiées; cela tient au fait que leur mode de dépôt est comparable à celui des roches sédimentaires. Cette structure stratifiée se retrouve aussi dans certaines roches fémiques intrusives, par suite de la grande fluidité des magmas qui s'épanchent sous forme de coulées caractérisées par le fait que tous les minéraux allongés s'orientent de la même façon, mimant ainsi des plans de stratification.

Les couches ou strates peuvent montrer, en plus de la stratification horizontale, deux autres types de structures primaires internes que l'on appelle *stratification granoclassée* et *stratification inclinée,* ou *entrecroisée.* Ces structures sont caractéristiques de certaines roches détritiques, calcaires détritiques compris.

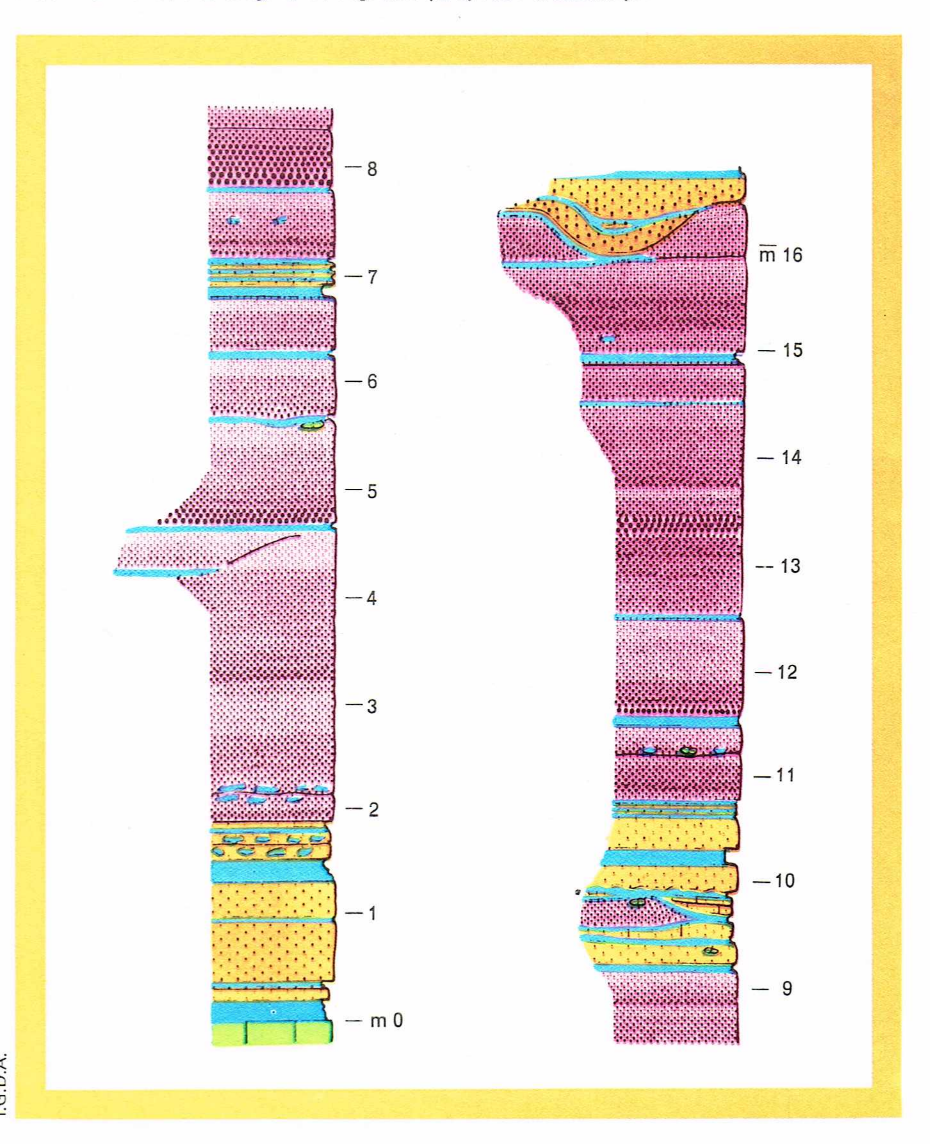
La **stratification granoclassée** peut exister également dans certaines roches évaporitiques, comme le gypse et l'anhydrite, ainsi que dans des roches intrusives. Le *granoclassement* se traduit par une diminution progressive des éléments détritiques du bas vers le haut de la strate. Beaucoup plus rarement, on observe un granoclassement inverse, c'est-à-dire une augmentation de la taille des éléments détritiques du bas vers le haut de la couche. La structure granoclassée normale résulte de la diminution progressive de la vitesse du cours d'eau, donc d'un abaissement progressif de sa compétence; cela est aussi valable pour les courants aériens. En conséquence, les éléments détritiques les plus gros se déposent d'abord, puis, au fur et à mesure que l'énergie du milieu de transport décroît, viennent ceux de plus faibles dimensions. D'éventuelles fluctuations de la vitesse du courant provoquent l'apparition de lits au sein de la couche. La structure granoclassée (*graded bedding,* ou *grading,* des auteurs anglo-saxons) est caractéristique des turbidites; elle s'y traduit par un très mauvais classement des éléments détritiques car le dépôt contient des éléments fins à tous les niveaux de la strate. Dans les dépôts clastiques des cours d'eau, le classement est généralement meilleur, les éléments détritiques fins étant peu représentés ou absents dans les niveaux inférieurs de la couche. Le granoclassement inverse est rare dans les roches clastiques, où il résulte d'une augmentation progressive de l'énergie du courant, qui, toutefois, n'érode pas les sédiments déposés



D. Fernandez

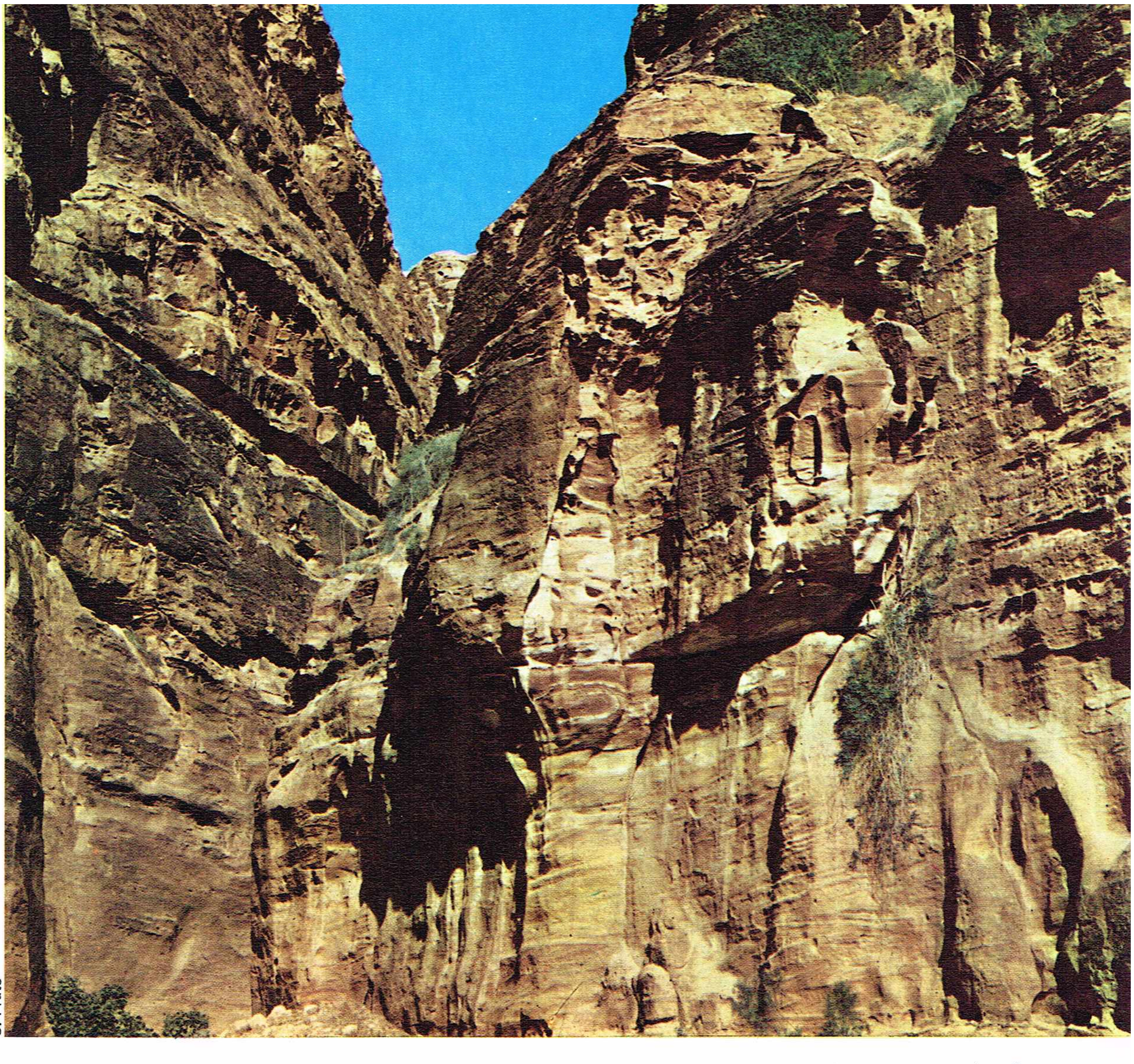
▲ *Dans ce banc gréseux, on peut voir la* **structure granoclassée** *(diminution progressive du diamètre des grains) et la* **disposition en lits** *(alternance de niveaux de composition granulométrique légèrement différente) mise en évidence par l'altération météorique différentielle.*

▼ *Différents types de* **structure granoclassée** *sont représentés graphiquement dans cette coupe d'une turbidite du Crétacé supérieur. En rose, les zones avec un graded bedding très net, en jaune des niveaux gréseux bien classés, en bleu des argiles, en vert des niveaux calcaires. A droite, en bas, on observe un pseudofilon couche gréseux avec une terminaison en biseau. A droite, en haut, divers chenaux d'érosion superposés avec à leur base des fragments argileux (d'après Fernandez).*



I.G.D.A.

▶ ***Grès à* stratification oblique *près de la cité de Petra (Jordanie).***



S. Prato

précédemment. Il existe dans les roches évaporitiques, où il a cependant une origine indépendante du transport.

La **stratification entrecroisée** est déterminée par la présence de lits disposés de façon non parallèle aux surfaces inférieures et supérieures de la strate, et faisant avec la direction de ces dernières un angle d'environ 30°. Le terme de stratification inclinée doit être remplacé par stratification entrecroisée ; en effet, la couche de sédiments clastiques formée pendant un intervalle de temps durant lequel le courant avait une énergie et une direction constantes est délimitée par des surfaces originellement horizontales, tandis que les lits qui constituent la couche se sont formés grâce à de petites variations d'énergie du courant et se sont déposés suivant des surfaces inclinées. Chaque lit se distingue de ses voisins par de légères variations de la composition minéralogique et granulométrique ; souvent, les grains montrent des dimensions légèrement plus importantes près des surfaces inférieures des lits et les surfaces supérieures sont enrichies en lamelles micacées. Par ailleurs, les grains de dimensions plus élevées se concentrent dans les parties des lits les plus proches de la surface inférieure de la couche avec laquelle les lits se raccordent de manière très progressive, tandis qu'ils font un angle beaucoup plus net avec le sommet de la couche ; ils présentent donc un profil légèrement concave vers le haut. L'origine de la stratification entrecroisée doit être attribuée à un transport de matériel sableux sur un fond recouvert par des ondulations normales à la direction du courant, comme des boues sableuses, des dunes, etc. Certains auteurs pensaient pouvoir distinguer la stratification entrecroisée due aux courants d'eau de celle obtenue par les courants aériens. En effet, dans le premier cas les couches seraient délimitées par des surfaces planes, tandis que dans le second elles montreraient des profils lenticulaires. Actuellement, cette différence peut être observée très facilement par l'étude des figures de transport et de dissolution chimique sur les surfaces des grains de quartz, notamment par l'étude au microscope électronique à balayage.

Les stratifications entrecroisées présentent des dimensions très variables. Habituellement, elles ne dépassent pas quelques dizaines de décimètres, mais elles sont parfois limitées à quelques centimètres. Dans des conditions tout à fait exceptionnelles, leur envergure peut dépasser la dizaine de mètres. C'est le cas, par exemple, de certains grès éoliens, comme les dunes fossiles d'âge jurassique du Zion National Park dans l'Utah (États-Unis) ainsi que de certains deltas de petites dimensions.

La stratification entrecroisée est une structure sédimentaire très utilisée dans les reconstitutions paléogéographiques car elle permet de retrouver le sens des courants qui ont transporté et déposé les sédiments. Pour cette raison, on effectue des relevés très précis de la direction géographique dans laquelle est orientée la ligne de plus grande pente des lits : elle correspond à la direction du courant qui a transporté les éléments détritiques sableux. La moyenne des valeurs mesurées sur un affleurement indique la direction moyenne des courants dans une localité pendant un intervalle de temps limité. A une échelle régionale, il est possible d'individualiser la direction dominante des courants à une époque donnée. Ces études paléogéographiques ont été conduites surtout dans le cas de sédiments déposés en milieux aqueux marin ou fluviatile, mais aussi dans le cas de sédiments éoliens. On a pu ainsi individualiser la direction prédominante des vents, même au cours d'époques géologiques anciennes.

Autres structures primaires.

● Un autre groupe de structures sédimentaires primaires réunit des caractéristiques observables non plus à l'intérieur des strates, mais sur les surfaces de stratification qui les délimitent. Ces structures résultent également des différentes formes d'énergie dynamique du milieu sédimentaire (courants, vagues, etc.) ; elles permettent donc de déterminer la direction moyenne des paléocourants et surtout la polarité de la couche. Il est toutefois nécessaire de bien garder à l'esprit que les strates se sont déposées horizontalement mais qu'elles peuvent avoir subi des plissements à la suite de mouve-

ments tectoniques postérieurs à leur genèse. Les surfaces supérieures des couches de grès montrent parfois des séries d'ondulations, ou rides, à peu près parallèles et équidistantes; cette structure peut également être rencontrée, exceptionnellement, dans les formations grossières (conglomérats) et dans les sédiments très fins (argiles).

Les rides résultant de l'action de courants marins se distinguent par leur profil de celles dues à l'action des vagues : les premières ont un profil asymétrique avec un flanc plus incliné que l'autre (ripple marks), alors que les secondes possèdent un profil symétrique. On peut mesurer la distance entre deux crêtes d'ondulations successives (longueur d'onde) et leur relief (amplitude); le rapport entre ces deux longueurs serait, selon certains auteurs, caractéristique et permettrait de distinguer les rides résultant de l'action des eaux de celles produites par l'action des vents. Les premières seraient caractérisées par un indice plus faible (donc par un relief plus marqué). Les rides dues aux courants, appelées aussi *ripple marks*, ne sont pas caractéristiques d'un milieu donné : elles ont été observées dans des milieux continentaux aussi bien que marins, et dans ces derniers à des profondeurs variant entre quelques décimètres et plusieurs milliers de mètres (fonds abyssaux). Les ripple marks sont importantes car elles permettent de reconstituer la direction du courant qui les a engendrées. Ce courant est généralement perpendiculaire à l'allongement des crêtes, son sens étant dirigé suivant une direction qui va du flanc à pente faible vers celui à pente raide. Les rides montrent généralement des dimensions relativement réduites, avec une longueur d'onde de quelques centimètres et une amplitude d'environ 1 ou 2 cm. Très rarement, la longueur d'onde de rides gigantesques atteint 1 m; dans ce cas, on peut aisément observer que la structure interne de la couche sableuse montre un *litage incliné* (stratification entrecroisée).

D'après ce que nous venons d'exposer, il est évident que les rides de courant et le litage incliné sont des structures étroitement liées résultant d'un même mécanisme de transport du matériel détritique. Les rides, en effet, représenteraient la structure superficielle d'un dépôt sableux à *litage incliné*. Parfois, on peut observer des couches de grès formées par des rides avec une structure interne à lits inclinés qui se superposent les uns aux autres en conservant leur profil asymétrique et marquent une migration progressive du sédiment. Le sens du courant est marqué par le déplacement des crêtes de chaque ride.

Si la quantité de sable déplacé n'est pas suffisante pour former une couche continue, des *rides discontinues* se forment, c'est-à-dire que les crêtes sableuses sont séparées et s'appuient, généralement, sur une couche argileuse. Les rides des surfaces de stratification sont conservées dans les roches sédimentaires seulement lorsqu'elles n'ont pas été érodées peu de temps après leur formation, notamment lorsqu'elles sont rapidement recouvertes par une couche d'argile. Les *ripple marks* symétriques constituent un premier indice de reconnaissance du milieu de sédimentation car elles se forment uniquement le long de la ligne de côte des bassins marins et lacustres, jusqu'à des profondeurs assez limitées qui ne dépassent pas quelques mètres. Toutefois, ce sont des structures rares dans les roches sédimentaires car elles sont très rapidement érodées.

Les *rides rhomboïdales* sont également rares. Il s'agit de structures des surfaces de stratification, constituées par une juxtaposition régulière de fossettes en forme de losanges, qui résultent de la superposition de deux systèmes de ripple marks formés successivement par des courants de directions différentes.

● D'autres structures sédimentaires affectent uniquement les surfaces de stratification; elles résultent généralement d'une érosion partielle d'un sédiment déjà déposé par les courants d'eau. L'érosion donne naissance à une surface accidentée qui est, par la suite, fossilisée; les empreintes produites par le courant aqueux sur le substratum, généralement argileux, sont ensuite comblées par un dépôt sableux. Après lithification, ces structures apparaissent comme des moulages en relief sur la base des niveaux sableux; toutefois, originellement, ces figures étaient des dépressions de la surface supérieure des niveaux argileux sous-jacents.

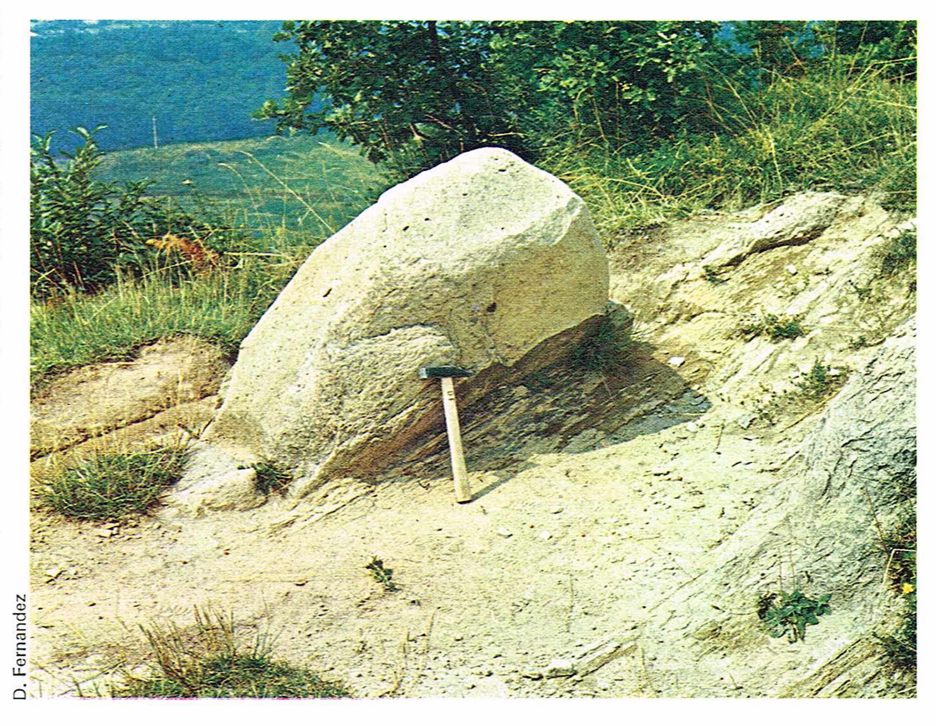


D. Fernandez

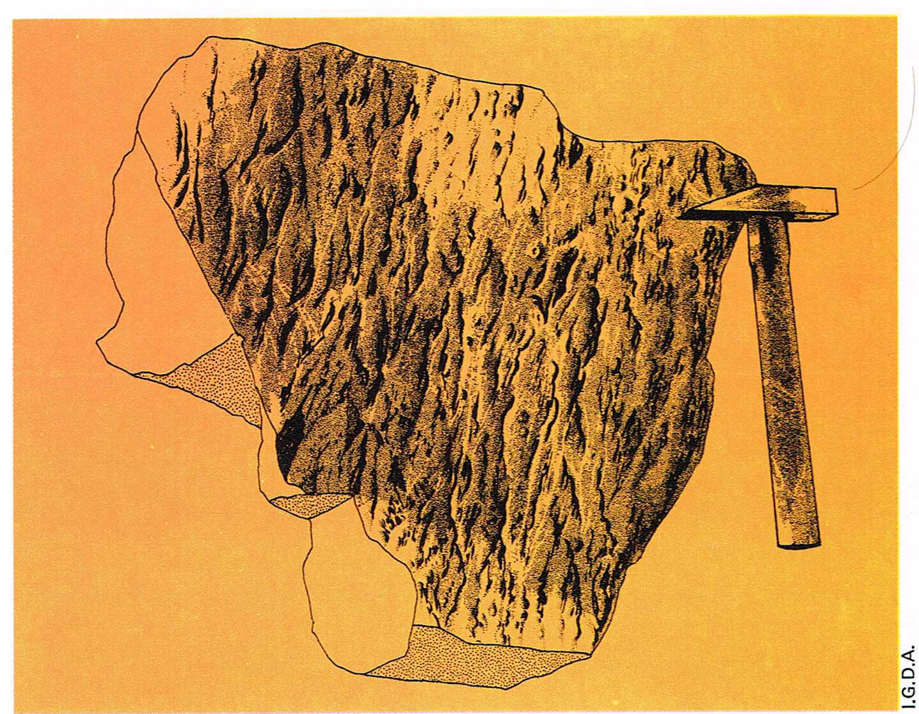


D. Fernandez

▲ *En haut,* **stratification entrecroisée** *dans des conglomérats superposés à des argiles. On constate la présence d'un bloc énorme dans la partie supérieure de cette formation de l'Oligocène.*
Ci-dessus, grès calcaires montrant une **stratification entrecroisée** *caractéristique. En section on peut reconnaître la structure interne des ondulations sableuses formées au moment du dépôt sur le fond de la mer (Crétacé supérieur).*
▼ *Un* **chenal d'érosion** *dans des sédiments argilo-sableux du Crétacé supérieur a été rempli par un sable grossier calcaro-quartzeux bien classé et fortement cimenté. L'érosion l'a mis en relief.*



D. Fernandez

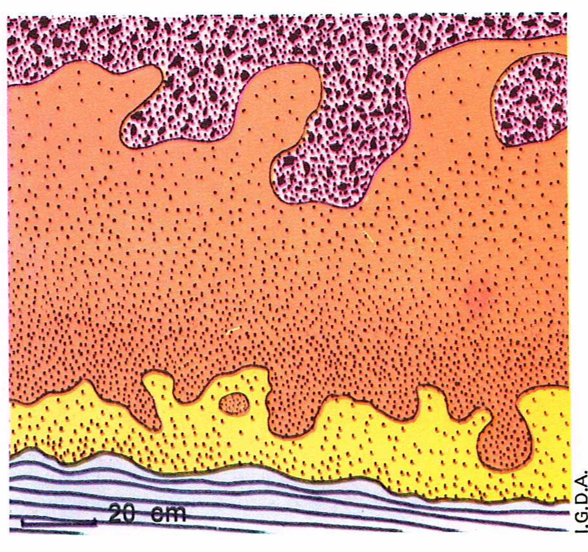


I.G.D.A.



D. Fernandez

▲▶ ***En haut,*** *moulage de chenaux hydrodynamiques provoqués par des courants sur un fond vaseux de la mer au Crétacé, et conservés sur la base d'une couche de sable calcaire (transformé en grès par diagenèse).* ***Ci-dessus,*** *couches de calcaire (foncées) et de dolomie (claires) déformées et plissées au cours de glissements sous-marins lorsque les sédiments étaient encore meubles.* ***Ci-contre,*** *empreintes de charge à la base de trois couches superposées de grès posées sur une couche d'argile. La profondeur des empreintes augmente avec l'épaisseur et la granulométrie des couches (d'après Kuenen).*



I.G.D.A.

Les *cordons littoraux,* que l'on appelle aussi *bancs* en français (*off shorebars* en anglais), résultent du dépôt d'éléments détritiques plus grossiers que les sables, qui se disposent en alignements parallèles entre eux et au sens du courant ayant transporté le sédiment. Ces structures ne sont pas en creux mais en relief; elles sont bien visibles dans les structures internes des sédiments. Elles résultent de l'action de courants caractérisés par une vitesse élevée, lorsque le transport du sable s'effectue par traction sur un fond plat et non par roulement et saltation sur un fond recouvert par des rides sableuses. Dans de telles conditions, les grains plus grossiers se déposent suivant des alignements, ou bien les grains plus fins sont emportés à la suite des fluctuations de vitesse du courant.

Les empreintes qui résultent de l'*action des courants sous-marins* peuvent être divisées en deux groupes : celles qui proviennent des mouvements tourbillonnaires de l'eau et celles qui résultent du déplacement d'objets solides entraînés par l'eau.

— Les mouvements tourbillonnaires d'un courant aqueux ou aérien prennent naissance par suite du frottement du milieu en mouvement contre un fond solide et immobile. Leur pouvoir érosif est augmenté par la présence de matériel détritique grossier transporté par entraînement sur le fond, mais il est diminué par la charge totale des sédiments transportés en suspension. De ce fait, certaines turbidites n'érodent pas ou érodent peu les fonds vaseux sur lesquels elles se déplacent. L'action érosive des filets aqueux provoque la formation sur le fond argileux de petits sillons allongés dans le sens du courant, de quelques décimètres de long et de 2 ou 3 cm de profondeur. Les sillons hydrodynamiques sont caractérisés par une extrémité bien marquée du côté d'où vient le courant et par une extrémité beaucoup plus estompée du côté où il se dirige. L'extrémité amont est fortement érodée par les filets liquides et présente parfois un décrochement en forme de virgule. Tous les sillons se disposent de manière subparallèle les uns par rapport aux autres; on rencontre quelquefois deux séries de sillons de direction différente. Les courants aqueux peuvent s'écouler sur des surfaces très vastes, aussi bien en milieu marin que continental (alluvions fluviatiles), ou bien être canalisés, c'est-à-dire concentrés dans des chenaux de dimensions réduites, comme le chenal d'étiage des fleuves. Cela est vrai également dans les milieux marins ou de transition, lorsque la vitesse de la masse d'eau en mouvement est très élevée suivant des directions bien définies, comme c'est le cas des courants de marée, ou des courants de turbidité. Dans les cas signalés ci-dessus, l'érosion est accentuée à proximité des lignes de plus grande vitesse du courant et la couche sous-jacente de sédiments est partiellement ou totalement érodée le long de ces chenaux, qui ont une section transversale de un à plusieurs mètres. Ensuite, ils sont remplis par les sédiments grossiers transportés par le courant. La surface inférieure des couches sableuses ou conglomératiques présente un profil nettement concave vers le haut; cette poche concave est généralement remplie par du matériel détritique grossier comprenant, souvent, des fragments provenant de la couche sous-jacente.

— L'autre groupe de structures sédimentaires que l'on rencontre sur les surfaces de sédimentation réunit les empreintes résultant de l'action des objets solides entraînés sur le fond argileux. Les sillons, ou marques de frottement, sont des dépressions de 1 ou 2 cm de large et de quelques mètres de long qui traduisent le frottement sur le fond argileux mou d'objets solides, comme les galets, les débris de coquilles, etc. Ces marques sont orientées parallèlement aux sillons d'origine hydrodynamique. On retrouve parfois, en fin de sillon, l'objet qui a marqué le fond et qui a fini par se planter dans celui-ci. Les empreintes de *rebondissement* ont une origine analogue, mais elles sont dues à des objets transportés par saltation. Chaque rebond dans la vase est marqué par une empreinte ou dépression dissymétrique très voisine de celles laissées par les sillons hydrodynamiques, mais généralement de dimensions plus petites et d'orientation différente. L'extrémité plus marquée indique le sens du mouvement de l'objet et, par là-même, celui du courant. Les vertèbres de Poissons donnent des empreintes de rebondissement très particulières, de forme presque circulaire, se succédant le long d'une ligne.

De nombreux facteurs indépendants de l'action des courants provoquent la formation de figures sur les surfaces de sédimentation. Les croissants de plage (*beach cups* des auteurs anglo-saxons) sont des festons de plusieurs mètres d'amplitude que l'on rencontre sur les grandes plages actuelles et qui marquent les limites de déferlement des vagues. Ils se présentent sous forme d'une série de lignes incurvées, anastomosées, avec leur concavité dirigée vers la mer, en relief par rapport aux surfaces de stratification; ils sont formés par des grains sableux plus grossiers et par des débris divers (Algues, coquilles, etc.). Ces structures sont rarement conservées dans les séries sédimentaires.

Les *empreintes de ruissellement,* représentées par de petits sillons ramifiés et confluents engendrés par l'eau qui sort du sable et retourne à la mer, sont très caractéristiques des zones littorales. On rencontre parfois, sur les surfaces de stratification des roches clastiques à grain fin, des petites dépressions circulaires que l'on interprète comme des empreintes de gouttes de pluie ou bien de grêlons. La présence de ces empreintes dans des roches sédimentaires traduit l'origine continentale subaérienne du milieu ; toutefois, des empreintes semblables se forment en milieu littoral par libération, sous forme de bulles, de l'air contenu dans les pores entre les grains de sable, lors de la remontée de la nappe aquifère (par exemple, pendant la marée montante).

● Un important groupe de structures sédimentaires réunit les modifications des structures primaires intervenant immédiatement après la sédimentation mais avant le commencement du processus diagénétique. A ce stade, les sédiments sont encore incohérents et plastiques. Parmi ces empreintes, signalons les *figures de charge,* qui sont des inflexions vers le bas des surfaces inférieures de stratification des couches sableuses. Elles résultent du dépôt rapide du sédiment sur un substratum constitué par une argile assez plastique car très riche en eau interstitielle.

Les *glissements par gravité* aboutissent à des déformations très importantes. Ces glissements peuvent intéresser une couche ou un ensemble de couches de sédiments de nature clastique ou chimique, déposés depuis peu sur un fond incliné, aussi bien en milieu marin qu'en milieu lacustre. Le mouvement des sédiments, imbibés d'eau et encore plastiques, provoque la formation de plis couchés ou renversés dans les surfaces de stratification. Par exemple, le glissement par gravité de niveaux sableux à stratification entrecroisée peut provoquer le renversement de la partie supérieure des lits et renverser ainsi le sens originel du courant. Dans le cas de couches sableuses interstratifiées dans des niveaux argileux, les glissements gravitatifs intéressent uniquement les niveaux sableux, les niveaux argileux conservant leur structure originelle. Si le glissement intéresse plus d'une strate, il se forme un amas chaotique, ou pseudobrèche, dans lequel on rencontre des fragments de toutes les dimensions, généralement de nature calcaire, immergés dans un ciment argileux. Ces dépôts sont assez semblables par leur aspect aux dépôts conglomératiques déposés par les courants de turbidité. Toutefois, ils se mettent en place de manière différente car le matériel se déplace lentement, comme une masse hétérogène de viscosité très élevée. Ces dépôts, qui peuvent dépasser aisément une douzaine de mètres d'épaisseur et couvrir de vastes surfaces, sont désignés par le terme d'*olistostromes* ; les blocs de plus grandes dimensions sont appelés *olistolithes*.

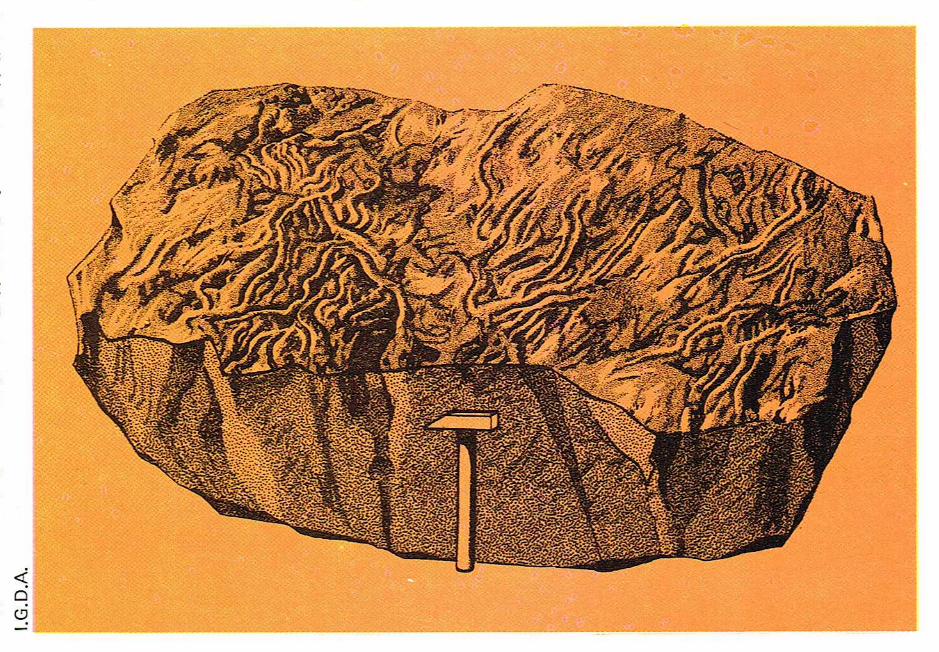
La mobilité des sédiments sableux encore gorgés d'eau peut donner naissance à des conditions de gisement assez analogues à celles des filons et des filons couches des roches ignées. Les masses sableuses peuvent s'introduire dans des fentes ou fractures discordantes avec la stratification ou bien le long de surfaces de stratification. Ce phénomène est fréquent dans les séries argilo-sableuses, comme le flysch, qui se sédimentent très rapidement.

● Une autre catégorie de structures sédimentaires réunit les figures résultant de la dessiccation des surfaces de sédimentation de sédiments fins, argileux ou calcaires, déposés en milieu aqueux, puis placés en milieu aérien. Ces structures s'observent dans les milieux sédimentaires continentaux (fluviatiles, lacustres, désertiques) ou dans des milieux de transition (lagunaires, lagons, etc.). La perte d'eau interstitielle provoque une diminution de volume du sédiment qui se traduit par la fissuration de la croûte superficielle selon un réseau polygonal. Les *fentes de dessiccation* ou de retrait sont ensuite remplies par du sable apporté par la crue successive ou bien par le vent. Si la couche d'argile qui donne naissance au sol polygonal est très mince, elle se fragmente en de nombreux morceaux de forme polyédrique qui sont rapidement érodés ou transportés et peuvent donner naissance à un conglomérat intraformationnel.

● De nombreuses structures des roches sédimentaires résultent de l'activité des organismes qui vivent dans le sédiment ou sur sa surface.

Les *pistes* des organismes benthiques, souvent dépourvus de squelettes (Annélides, holothuries, etc.), sont des figures limitées à la surface du sédiment, alors que les galeries creusées par les Vers ou par certains Mollusques intéressent l'ensemble de la couche. Les pistes sont des petits sillons dus au déplacement de l'animal sur le fond ; par exemple, certains flyschs sont caractérisés par des traces en zigzag (flysch à Helminthoïdes). Les formes des pistes sont très variées et caractéristiques des espèces animales qui les ont produites.

Les *galeries* montrent une section circulaire dont le diamètre mesure environ 1 cm ; elles résultent de l'action d'organismes fouisseurs qui se déplacent à l'intérieur du sédiment frais, soit pour s'y réfugier (galeries d'habitation), soit pour chercher de la nourriture. De nombreux organismes marins se nourrissent en avalant les sédiments incohérents qu'ils rejettent après en avoir extrait la substance organique. Cette action peut provoquer un remaniement très important du sédiment qui s'accompagne de la disparition de la structure originelle.

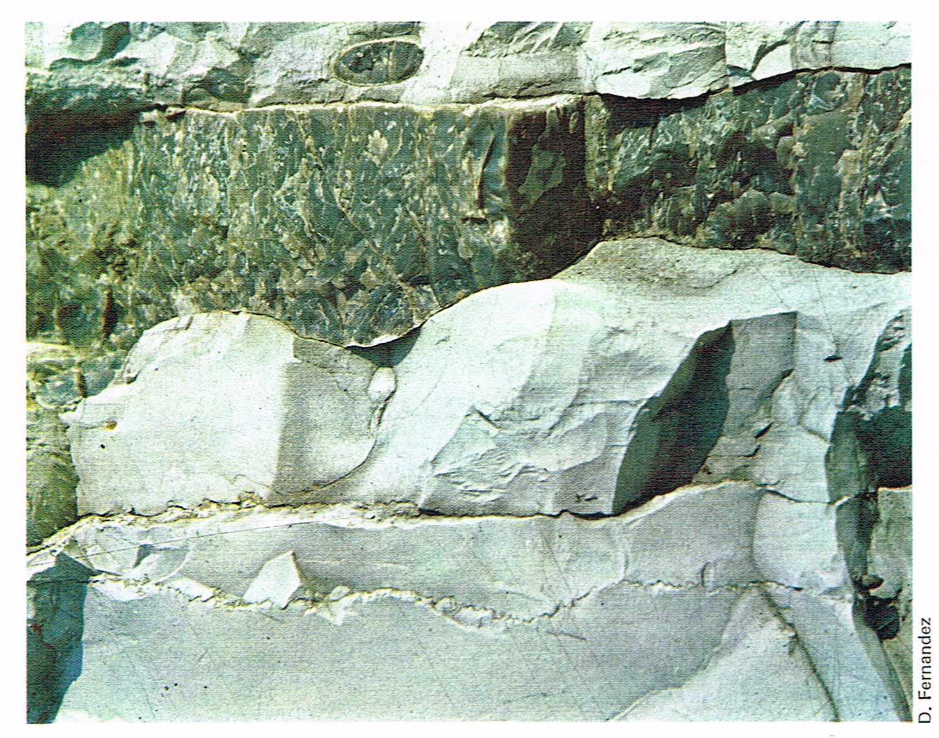


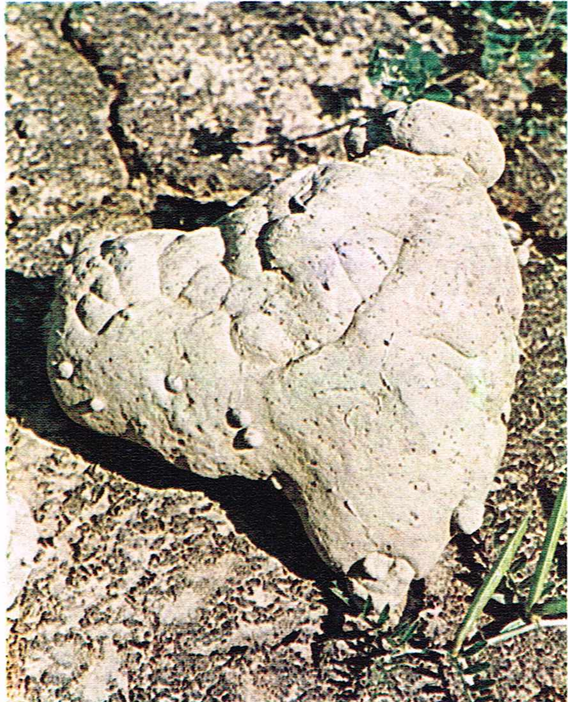
I.G.D.A.

▲ **Pistes d'organismes benthoniques,** ***formées par frottement sur le fond marin argileux et conservées en moulage sur la base du dépôt sableux qui les a recouvertes et a été, par la suite, induré.***

Parfois, le sédiment est agglutiné et expulsé par les organismes sous forme de petits tortillons (fragments dans les roches calcaires) auxquels on donne le nom de *coprolithes*.

D'autres organismes peuvent donner naissance à des structures sédimentaires particulières mais à la suite de processus de type biochimique (organismes constructeurs). Certaines colonies d'Algues peuvent provoquer la précipitation de carbonates de calcium à partir de l'eau de mer au cours de la photosynthèse, c'est-à-dire lors de l'absorption de l'anhydride carbonique dissous dans l'eau. Le carbonate de calcium, qui se dépose sous forme de couches régulières sur les colonies d'Algues, peut donner naissance à des couches de calcaire caractérisées par une structure laminaire ondulée ou concentrique. Ces structures, que l'on appelle aussi des *stromatolithes,* sont très fréquentes dans les colonies du Précambrien terminal et du Cambrien inférieur. La structure appelée *Eozoon canadensis* est formée par une alternance de petits niveaux calcaires et serpentineux assez analogue à celle des stromatolithes. Elle se situe dans des roches métamorphiques d'âge précambrien, qui, selon certains chercheurs, sont les plus anciens témoignages de la vie sur la Terre.


D. Fernandez


Photo Haas

▲ *A gauche,* **banc et nodules de silex gris** *dans un calcaire lithographique (Jurassique supérieur, Crétacé inférieur). On peut observer des points stylolitiques (lignes persillées) dans le calcaire.*
A droite, une **« poupée »**, *caractéristique du lœss ; il s'agit d'une concrétion carbonatée de petite taille que l'on trouve dans certaines couches décalcifiées.*
▼ **Nodule de silex** *jaunâtre (avec la zone externe calcaire et pulvérulente) dans un calcaire. On peut observer la surface stylolitique sur laquelle s'appuie le nodule.*


C. Bevilacqua

Enfin, certaines colonies d'Algues lacustres ou marines de forme globulaire peuvent rouler sur un fond formé par une boue calcaire d'origine chimique et servir de noyau pour la formation de *pisolithes.* Celles-ci sont constituées par des couches concentriques de calcite inorganique, qui s'altère en formant des voiles caractérisés par des structures cellulaires (pisolithes algaires).

Les structures sédimentaires secondaires

Les structures sédimentaires secondaires prennent naissance au cours de la diagenèse des sédiments ; elles se superposent parfois aux structures primaires et parfois les masquent partiellement ou totalement. On peut subdiviser ces structures en deux groupes en fonction du moment de leur formation : les premières, qui se forment au cours du début de la diagenèse, sont essentiellement liées à la précipitation d'un ciment d'origine chimique ; les secondes, qui se forment après la lithification du sédiment, résultent pour la plupart de phénomènes de dissolution.

Pendant la diagenèse des sédiments détritiques, la quantité de ciment d'origine chimique peut être insuffisante pour combler tous les pores du sédiment. Le ciment se concentre alors et forme des noyaux de forme irrégulière, d'une roche assez compacte, noyés dans un matériel plus friable ou complètement incohérent. Ces corps irréguliers sont appelés des *concrétions* lorsqu'ils se développent dans des dépôts clastiques habituellement sableux, plus rarement argileux. Le ciment est généralement de la calcite et, à l'intérieur de certaines concrétions, on peut rencontrer des fossiles bien conservés (Poissons, feuilles, etc.) ou des restes organiques non reconnaissables. Cet ensemble de faits suggère que la précipitation du ciment peut être déterminée par la diversité des conditions physico-chimiques du milieu diagénétique à proximité des substances organiques. Les concrétions sont souvent concentrées dans une couche particulière ; elles montrent parfois une forme aplatie et circulaire, alors que dans d'autres cas elles se présentent sous forme de « rognons » mal définis morphologiquement. Leurs dimensions varient du centimètre au mètre ; elles peuvent parfois même dépasser le mètre.

Les *poupées,* caractéristiques du lœss, sont des concrétions carbonatées de petite taille ; il en est de même des *concrétions sphérolithiques* qui montrent une structure radiée analogue à celle des *oolithes.* Les oolithes ont une structure concentrique et se seraient constituées au cours de la diagenèse, notamment dans le cas des dépôts de fer oolithique, il s'agirait donc de petites concrétions.

Plus rarement, les dépôts sableux contiennent des zones cimentées par de la calcite en gros cristaux, fréquemment maclés, ou en associations régulières montrant des faces et des arêtes recouvertes par des grains de sable. Les concrétions peuvent être constituées par des minéraux autres que la calcite, tels que la sidérite, la barytine, la pyrite, la fluorine, etc. L'intérieur des concrétions peut être creux et tapissé de cristaux automorphes ; il s'agit des *géodes* tant recherchées par les collectionneurs de minéraux.

Les *septarias* sont des concrétions carbonatées associées à certaines roches argileuses ; elles présentent une morphologie globulaire, parfois aplatie, et leurs dimensions peuvent être assez importantes (1 mètre et plus). Formées par un mélange intime d'argile et de calcaire, elles sont souvent traversées par des veines de calcite, que l'on interprète comme le remplissage de fentes de dessiccation.

On peut attribuer une origine analogue aux *lentilles de calcaire* recouvertes par des séries de cônes co-axiaux, ou *cone-in-cone* ; hauts de quelques dizaines de centimètres, les cônes, parfois annelés, s'appuient par leur base sur des plans de stratification de roches à grain fin.



D. Fernandez

▲ *Dans cette formation essentiellement conglomératique, la* **stratification** *est soulignée par des niveaux arénacés et par des alignements de galets de plus grande taille (Oligocène).*

Les *nodules* sont des concentrations des substances présentes en faibles quantités dans les dépôts d'origine chimique; parfois, les concrétions calcaires dans les argiles portent aussi ce nom. Si l'origine des nodules est partiellement semblable à celle des concrétions, ils peuvent toutefois représenter des structures sédimentaires primaires. Les nodules de silice de la craie peuvent être considérés comme des concentrations de silice colloïdale, originellement présente à l'état diffus dans le sédiment non lithifié, par réduction de la surface totale des particules du gel de silice dispersées dans le sédiment. Les silex peuvent avoir une origine totalement différente de la précédente et représenter le dépôt primaire d'un gel de silice. Les phosphorites se présentent aussi sous forme de nodules; dans les fonds océaniques actuels, les nodules d'hydroxydes de fer et de manganèse sont fréquents.

Les *stylolites* sont des structures sédimentaires secondaires (épigénétiques) qui résultent de la dissolution partielle de roches déjà lithifiées. Il s'agit de surfaces planes ou très finement accidentées, le long desquelles s'est effectuée la dissolution. Généralement situés dans des roches monominérales d'origine sédimentaire ou métamorphique (calcaires à grain fin, marbres, quartzites), les stylolites se caractérisent par des surfaces souvent parallèles à la stratification, mais aussi transversales par rapport à celle-ci, et s'étendent sur des surfaces de plusieurs mètres carrés. En section transversale, ils se présentent comme des points caractérisés par des contours persillés le long desquels les panneaux supérieurs et inférieurs de la roche s'interpénètrent. La surface stylolitique est caractérisée par la concentration de substances insolubles de la roche, notamment de minéraux argileux. Le microscope polarisant permet de voir que, dans une section normale à la surface stylolitique, les structures primaires (fossiles, oolithes, etc.) sont recoupées par le stylolite. Ces observations montrent de manière nette que les stylolites se forment après consolidation de la roche, dans des phases tardives de la diagenèse, par dissolution des surfaces de sédimentation originelles. La dissolution est favorisée par la charge des sédiments susjacents, mais aussi par des pressions orientées d'origine tectonique, notamment dans le cas de stylolites non parallèles aux plans de stratification.

D'autres structures secondaires résultent de la dissolution différentielle des roches sédimentaires : c'est le cas des *cavités sphériques* laissées par la dissolution des oolithes ou bien des *cavités cubiques ou prismatiques* qui résultent de la disparition de cristaux de sel gemme ou de gypse. Les roches calcaires ou dolomitiques présentent souvent une porosité secondaire résultant également d'une dissolution tardive.

Les différents types de roches sédimentaires

LES CONGLOMÉRATS

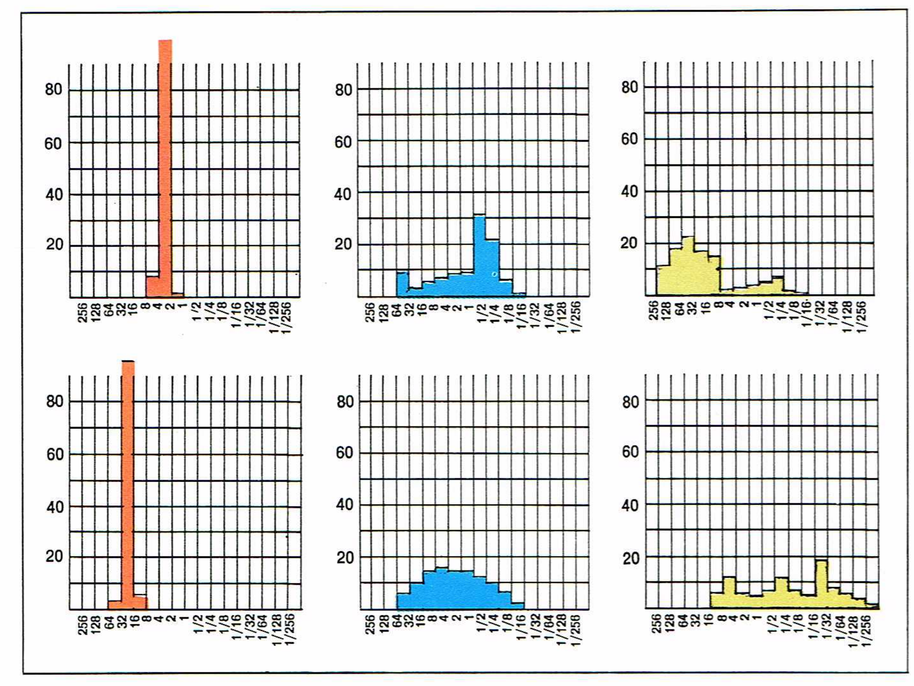
Les *graviers* et leur équivalent consolidé, les **conglomérats**, sont des dépôts clastiques grossiers composés de fragments ayant un diamètre supérieur à 2 mm. La limite supérieure de taille des fragments n'est pas définie mais la majeure partie de ces dépôts est formée de galets dont la dimension moyenne ne dépasse pas la dizaine de centimètres. Les conglomérats contiennent également du matériel clastique plus fin (sable et limon) qui se dépose dans les interstices entre les composants majeurs. Souvent, ces dépôts plus fins peuvent représenter 50 % de la roche totale. Ce ciment est composé soit de matériel détritique ayant subi une diagenèse plus ou moins poussée, soit de substances de précipitation chimique entre les galets, ces deux types de ciment pouvant exister simultanément.

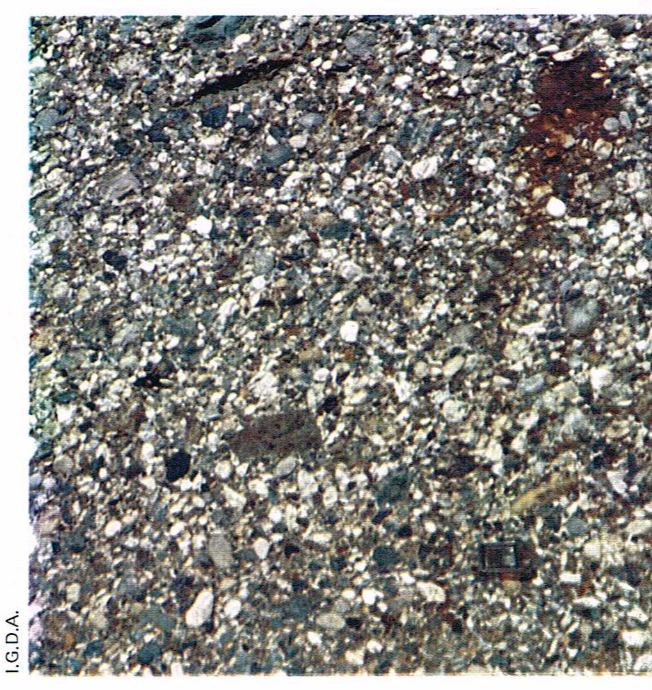
Les critères de classification des conglomérats sont basés sur deux types de phénomènes : les propriétés dynamiques de l'agent de transport qui a amené les fragments détritiques dans les zones de sédimentation finale, et la nature pétrographique des galets.

Le *transport des galets* demande une énergie dynamique importante; il arrive souvent que les fragments les plus grossiers restent près des zones où ils ont été formés par fragmentation mécanique des roches. Ils conservent alors des arêtes aiguës, les conglomérats qui sont formés par ces éléments anguleux étant appelés des **brèches.** Elles se forment, par exemple, au niveau des cônes de déjection des torrents de haute montagne ou par action des vagues sur les falaises. Les conglomérats résiduels sont donc composés de fragments grossiers qui sont restés près de leur lieu d'origine alors que la fraction plus fine a été exportée plus loin.

Les conglomérats constitués de fragments plus ou moins arrondis (s'ils sont très arrondis, on appelle ces roches des **poudingues**), de dimension inférieure à une dizaine de centimètres et en contact les uns avec les autres, se forment à la suite d'un transport à distance variable, effectué sous l'action de courants fluviatiles et marins. Ils sont souvent interstratifiés avec des dépôts sableux comme des quartzo-arénites, des arkoses, et correspondent à une augmentation de la vitesse des courants par rapport à ceux qui ont transporté le matériel sableux.

Comme nous l'avons dit, les blocs et les galets de dimensions supérieures à une dizaine de centimètres peuvent être transportés très loin de leur lieu d'origine





I.G.D.A.

▲ *A gauche,* **histogramme granulométrique des graviers et des conglomérats.** *En rouge, des graviers côtiers bien classés; en bleu, des graviers fluviatiles; en jaune, un dépôt fluvio-glaciaire (en haut) et une moraine (en bas) [d'après divers auteurs, dans Pettijohn].*
A droite, **conglomérat polygénique** *du Crétacé supérieur constitué de galets de composition variable. Les galets sont tous en contact réciproque.*

sous l'action de phénomènes de transport analogues au « transport en masse ». Dans les milieux sédimentaires continentaux ce type de transport est effectué par les glaciers et les coulées boueuses, dans les milieux marins par les courants de turbidité et l'action des icebergs. Les dépôts qui en résultent sont presque toujours caractérisés par du matériel sableux et/ou de type limon plus abondant que les galets et les blocs de dimensions variées et parfois importantes.

La *composition pétrographique* des conglomérats dépend tout d'abord des *types lithologiques* qui affleurent dans les régions d'alimentation des bassins.

D'autres facteurs peuvent intervenir, en particulier les *conditions climatiques*. En effet, les roches qui, par désagrégation physique, s'altèrent sous forme de galets ne sont pas très nombreuses. Par exemple, sous climat chaud et humide, l'altération chimique est très importante et la majorité des roches se désagrège sous forme de substances en solution ionique ou colloïdale, ou sous forme d'hydroxydes de fer et d'aluminium. Au contraire, sous climat froid, aride ou même tempéré, la désagrégation physique est importante et dépend en grande partie de la texture des roches. Celles qui ont un grain moyen ou grossier produisent du matériel détritique sableux, alors que les galets proviennent plutôt de roches monominérales ou polyminérales à grain fin. C'est pourquoi les rapports quantitatifs entre les types pétrographiques auxquels appartiennent les galets produits par la fragmentation des roches dans une région donnée ne correspondent pas aux rapports entre les surfaces d'affleurement des différentes roches. Ils sont liés à la plus ou moins grande résistance de ces roches à l'altération météorique.

Un troisième facteur déterminant la composition pétrographique des galets des conglomérats est la notion de *relief géomorphologique* de la région soumise à l'altération. Lorsque le relief est élevé et l'érosion très rapide, les différences de résistance à l'altération entre les divers types de roches ont tendance à s'atténuer. Il faut étudier l'influence de ce facteur sur des périodes géologiques suffisamment longues et ce pour deux raisons : d'une part, l'érosion intense tend à aplanir les reliefs; d'autre part, ces derniers peuvent être rajeunis par l'activité tectonique, qui peut provoquer un soulèvement général de la région. Si l'érosion a lieu dans une zone d'intense activité tectonique, la composition pétrographique des galets sera le reflet direct des différents types lithologiques à l'affleurement. Si elle a lieu dans des régions calmes du point de vue tectonique, la composition des galets sera fonction de la résistance des roches mères à l'altération.

Suivant la composition pétrographique des galets, les conglomérats sont divisés en *conglomérats monogéniques* ou *polygéniques*. Les premiers sont composés principalement (90 %) de galets appartenant à un seul type lithologique résistant à l'altération (quartzite, silex...); les seconds ont des galets provenant de types lithologiques variés.

Les **conglomérats monogéniques** à galets quartziques représentent parfois une augmentation locale de la taille des grains des grès quartziques et se présentent sous forme de lentilles dans un sédiment; leur épaisseur ne dépasse généralement pas quelques mètres. Ils proviennent de la sédimentation de matériel clastique arraché à des zones de relief peu élevé et se déposent en milieu fluviatile ou côtier, alors que le matériel plus fin est entraîné par les courants. Les galets ont souvent une forme arrondie provoquée par des remaniements successifs avant la sédimentation finale. L'arrondissement plus ou moins prononcé dépend évidemment de la dureté des galets.

Parmi les conglomérats monogéniques, on peut citer les *conglomérats résiduels,* constitués de nodules arrondis de silex ou de phosphate de calcium (phosphorite) primitivement inclus dans du calcaire. La dissolution de celui-ci provoque la libération des nodules qui sont remaniés et transportés, puis sédimentent. Les conglomérats monogéniques à galets calcaires sont rares et peuvent être considérés comme intraformationnels.

Les **conglomérats polygéniques** sont beaucoup plus répandus que les conglomérats monogéniques. Ils se déposent dans divers milieux, continentaux et marins, et sont associés avec des grès. Les arkoses et les grès feldspathiques, qui proviennent de la désagrégation de granites ou de gneiss, sont souvent associés aux conglomérats arkosiques à galets de granite ou à d'autres roches magmatiques et métamorphiques acides.

Les conglomérats arkosiques et les arkoses proviennent habituellement de l'érosion de batholites granitiques et de massifs gneissiques des chaînes de montagnes récentes. Ces conglomérats proviennent d'une érosion rapide des terres émergées ayant un relief géomorphologique très accentué; ils se forment préférentiellement pendant les périodes d'activité tectonique intense qui suivent la phase paroxysmale des cycles orogéniques.

Un type très courant de conglomérats est constitué par les **moraines,** qui sont des dépôts clastiques produits par l'érosion et le transport des glaciers. Ils sont typiquement polygéniques car le climat froid inhibe l'altération chimique des roches dont ils dérivent (roches mères). Il est généralement possible de faire la distinction entre la moraine de fond et la moraine de surface à partir de la granulométrie des dépôts.

La *moraine de fond* a subi l'écrasement de la masse du glacier en mouvement et est donc constituée essentiellement de limon qui contient des débris extrêmement fins des minéraux de la roche mère. Si la moraine n'a pas subi d'altération météorique sous climat chaud ou tempéré



D. Fernandez

◀ **Conglomérat monogénique** ***du Trias inférieur composé uniquement de galets quartzeux; il a subi une diagenèse très poussée.***

après sa formation, elle ne contient pas de minéraux argileux, ou si elle en contient, ils ont une origine détritique et proviennent de la désagrégation mécanique de roches argileuses. On rencontre parfois des galets isolés dans la masse de limon plus ou moins sableux.

La *moraine superficielle,* au contraire, est formée de fragments et de blocs qui sont tombés sur la surface du glacier. Ces blocs proviennent des parois rocheuses environnantes et se déposent sur la moraine de fond au moment de la fonte du glacier. Cette moraine superficielle est souvent transportée et remaniée par les mouvements d'avancée successifs du glacier et par conséquent ne subsiste pas toujours dans les dépôts morainiques.

Les *moraines sous-marines* se développent actuellement dans les régions circumpolaires où les glaciers s'étendent au large des côtes (Antarctique, Groenland). Elles sont parfois dépourvues de matériel fin, celui-ci ayant été entraîné par les courants marins.

Les caractéristiques des galets morainiques sont généralement bien étudiées car elles constituent un indice précieux pour les études paléoclimatiques. Les périodes glaciaires n'ont pas seulement eu lieu au Quaternaire mais également au Permo-Carbonifère et au Précambrien; chacune d'entre elles a laissé comme témoins ses dépôts morainiques. Les galets morainiques ont souvent une forme aplatie et très arrondie; ils présentent également des stries caractéristiques provoquées par le frottement du glacier qui avance sur la roche en place. Les galets ont une forme allongée et cet allongement est disposé parallèlement au mouvement du glacier. Le sens d'allongement des galets et les stries permettent de reconstituer la direction du mouvement du glacier.

Pendant les périodes interglaciaires, sous climat chaud et humide, les moraines subissent souvent des phénomènes de pédogenèse et d'argilification à cause de la finesse des grains de la matrice et de la présence de minéraux facilement altérables. Dans les Préalpes italiennes, les moraines de la période Mindel sont totalement altérées en amas argileux imprégnés d'oxydes de fer et constituent le « ferretto », sorte de sidérolithique, de l'interglaciaire Mindel-Riss. Au contraire, certaines moraines glaciaires anciennes (au Canada, en Australie, en Afrique du Sud) sont compactées par la diagenèse; un léger métamorphisme a transformé la matrice en une masse microcristalline de chlorite, séricite et quartz.

Les **conglomérats glacio-marins** et **glacio-lacustres** ont un aspect sensiblement identique à celui des moraines. On en rencontre quelques exemples dans les milieux périglaciaires anciens, mais ils sont surtout répandus dans les sédiments actuels au large des côtes antarctiques, dans les régions septentrionales des océans Atlantique et Pacifique et dans l'océan Arctique. Ils proviennent de la sédimentation de débris transportés par les



C. Bevilacqua

◀ **Conglomérat polygénique** ***à galets arrondis dont certains portent l'empreinte d'autres galets (en bas à droite).***

▼ **Galets de moraine** ***présentant des stries caractéristiques provoquées par le frottement du glacier qui avance.***



C. Bevilacqua

icebergs à l'intérieur de sédiments marins normaux. Ils se présentent sous forme de dépôts bien stratifiés, plus ou moins argileux, ayant un bon classement granulométrique ; ils contiennent parfois des restes d'organismes, et les galets perturbent la stratification du sédiment fin en créant une distorsion des petits lits.

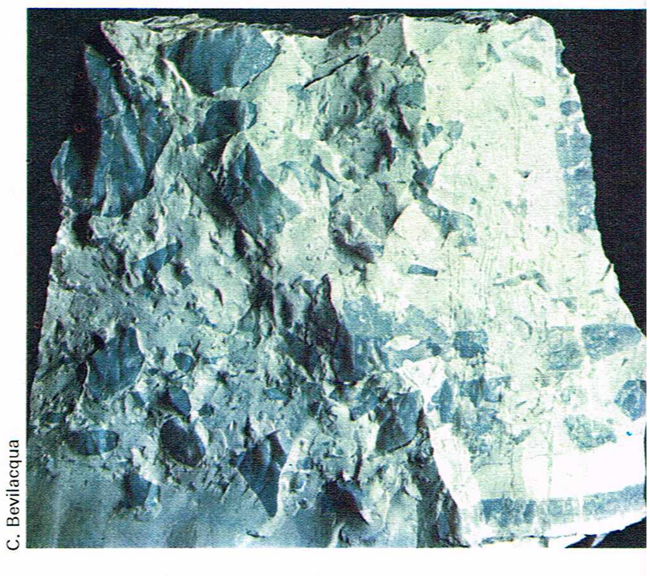
Certains conglomérats, ou mieux des grès grossiers, peuvent être appelés *tillites* par analogie avec les dépôts morainiques (*till* = moraine), et d'autres *conglomérats de turbidites,* parce qu'ils sont engendrés par des courants de turbidité. Ces courants ont une capacité de transport élevée et peuvent emporter le sable et les galets des zones côtières jusqu'à des profondeurs de centaines, voire de milliers de mètres où les dépôts normaux sont habituellement très fins.

Les conglomérats de turbidites sont caractérisés par une matrice sableuse abondante et des quantités importantes de limon et d'argile par rapport aux blocs et aux galets, qui peuvent atteindre des dimensions de quelques décimètres. Ils se présentent sous forme de strates épaisses d'une dizaine de mètres intercalées avec des couches de sable gréseux et d'argiles. Un seul courant de turbidité peut déposer une couche très épaisse et très étendue dans un intervalle de temps très bref (quelques dizaines de minutes). Cette vitesse de sédimentation, la plus forte que l'on connaisse, est remarquable par rapport à la sédimentation des argiles pélagiques dont la vitesse est de l'ordre de quelques millimètres tous les 1 000 ans.

Un aspect analogue à celui des conglomérats de turbidites se rencontre dans des dépôts formés par l'écoulement sous l'eau d'une masse de sédiments sur des fonds inclinés sous l'action de la pesanteur *(olitostromes)*. La vitesse du mouvement peut augmenter et il se transforme ainsi en un courant de turbidité ; au contraire, si le mouvement cesse avant que la masse de sédiment ait acquis une fluidité suffisante, le dépôt a une structure chaotique et contient divers fragments (calcaire, argile) de toutes tailles, noyés dans une matrice limoneuse. Ces dépôts ne sont pas de véritables conglomérats mais résultent de l'éboulement des couches sédimentaires.

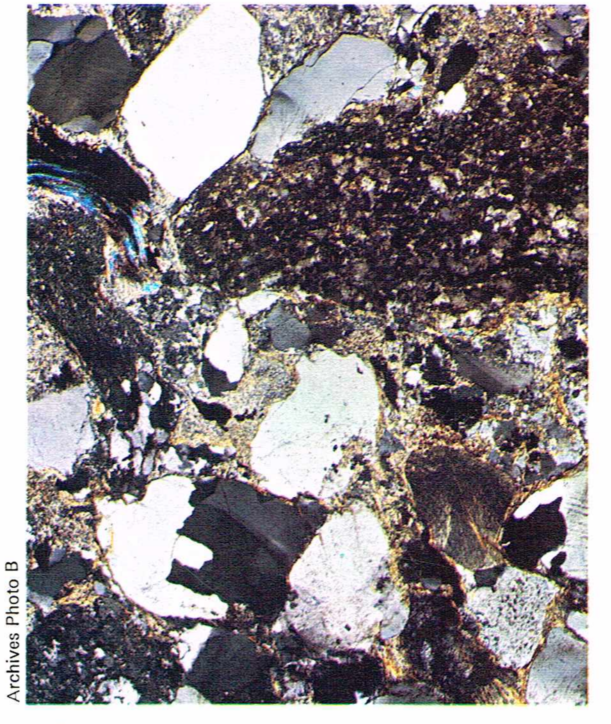
Les conglomérats décrits précédemment, exception faite des turbidites, sont formés de matériel détritique provenant des terres émergées situées en dehors des zones de sédimentation, qu'elles soient marines ou continentales. Il existe également des conglomérats qui proviennent de l'érosion, puis de la resédimentation après un bref transport, de fragments de sédiments clastiques ou chimiques déposés depuis peu et plus ou moins cohérents. Tous ces phénomènes surviennent à l'intérieur des bassins de sédimentation : on parle de **conglomérats intraformationnels**.

Les conglomérats de turbidites peuvent également contenir des galets provenant des terres émergées et déposés près des côtes avant d'être transportés à grande profondeur par les courants de turbidité. Les conglomérats intraformationnels, qui pourraient être considérés comme



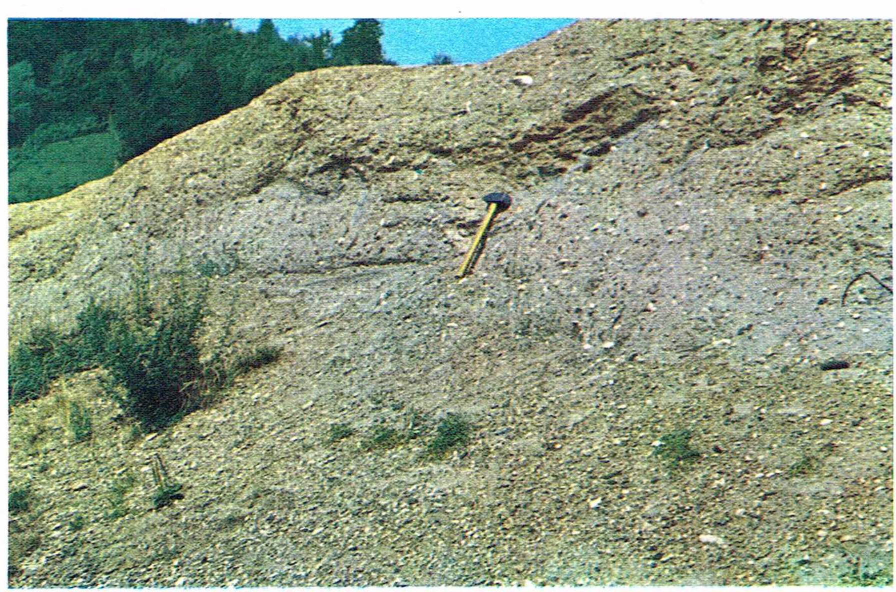
C. Bevilacqua

▶ **Conglomérat intraformationnel** *composé de fragments anguleux de silex dans un calcaire blanc.*

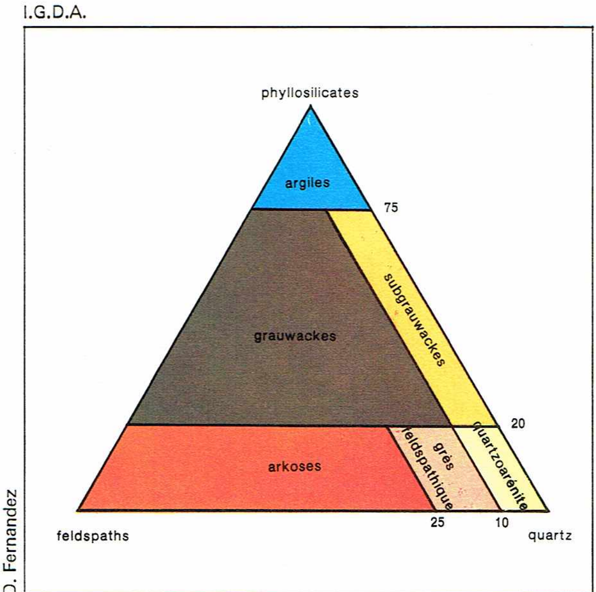


Archives Photo B

▶ **Grès** *consolidé constitué de fragments polycristallins de roche effusive acide et de grains de quartz noyés dans une matrice essentiellement constituée par de la séricite. Lame mince en lumière polarisée.*



I.G.D.A.



D. Fernandez

▼ *A gauche, ce conglomérat du Crétacé supérieur s'est formé à la suite d'un éboulement sous-marin provoqué par un courant de turbidité : c'est un* **paraconglomérat de turbidité** *; remarquer un lambeau tordu d'argile près du marteau. A droite, classification des grès en fonction de leur composition (d'après Pettijohn dans Krumbein et Sloss).*



C. Bevilacqua

◀ *Échantillon de* **cargneule** *(calcaire caverneux). Il s'agit d'un pseudoconglomérat dans lequel les fragments d'anhydrite ont été dissous; il ne reste plus que les parties calcaires ou dolomitiques de la roche.*

une structure sédimentaire plutôt qu'un type lithologique distinct, se forment dans des milieux sédimentaires variés et se déposent en strates épaisses d'extension latérale limitée. Ils sont constitués de fragments de composition uniforme, analogue à celle des formations immédiatement sous-jacentes dans la série sédimentaire. Les fragments sont aplatis et souvent tordus car ils étaient encore plastiques au début de la sédimentation.

On rencontre souvent des conglomérats intraformationnels dans les roches calcaires, aussi bien d'origine organique que chimique. C'est le cas, par exemple, des conglomérats calcaires qui se forment en bordure des barrières de coraux exposés à la mer libre, là où les vagues démantèlent la construction organique.

Les **pseudoconglomérats** sont, comme leur nom l'indique, des roches de même aspect que les conglomérats ou les brèches, mais se formant par des processus totalement différents de ceux qui donnent naissance aux vrais conglomérats. De nombreux facteurs, comme des processus diagénétiques, d'altération météorique, tectoniques ou magmatiques, peuvent donner un aspect conglomératique à des roches d'origine variée. Par exemple, certains pseudoconglomérats argileux se forment par dessèchement d'alluvions argileuses et remplissage successif des fractures par du sable ou du limon, et ce sans qu'il y ait eu transport des argiles, si bref fût-il.

Les *phénomènes d'hydratation par les solutions hydrothermales* sont à l'origine de la structure pseudoconglomératique assez fréquente des serpentinites. La roche se présente sous forme de blocs polyédriques, imbriqués les uns dans les autres, parfois roulés ou déplacés, et séparés par un réseau dense de fractures remplies de minéraux secondaires souvent carbonatés.

Dans les roches sédimentaires, l'aspect pseudobréchique résulte souvent de phénomènes de recristallisation différentielle qui ont lieu au cours de la diagenèse. Par exemple, dans les dépôts calcaires à grain très fin d'origine chimique, il existe des centres de recristallisation plus rapide à l'intérieur desquels la calcite forme des cristaux plus importants qui isolent des plages résiduelles de calcaire fin; ces plages peuvent être assimilées à des galets mais s'en distinguent par leurs contours irréguliers. Cela peut se produire dans des roches soumises à des silicifications ou à des dolomitisations incomplètes.

Les **cargneules** sont des roches pseudoconglomératiques ou pseudobréchiques constituées d'une matrice calcitique jaunâtre imprégnée d'oxydes de fer, dans laquelle sont individualisés des fragments de dolomie noirâtre à grain fin. Ces roches se forment au cours de la diagenèse de sédiments évaporitiques constitués de niveaux de dolomie primaire et d'anhydrite. L'augmentation de volume produite par la transformation de l'anhydrite en gypse provoque une fragmentation des niveaux interstratifiés de dolomie, de la calcite se substituant ensuite au gypse. Là encore, le processus de formation est bien différent d'un remaniement de roche détritique. Les cargneules peuvent également contenir des fragments de roches cristallines : il s'agit alors de *brèches tectoniques*. Celles-ci se forment par fracturation des roches à proximité des plans de faille et des surfaces de glissement; les fragments qui en résultent sont ensuite englobés dans les niveaux le long desquels s'est produit le mouvement.

Parmi les formations conglomératiques importantes en France, citons le poudingue de Palassou (Oligocène), dont les éléments sont surtout des calcaires Crétacé et Jurassique. Ce poudingue provient du démantèlement de la jeune chaîne des Pyrénées et s'étend sur tout le front de cette chaîne. Un autre exemple est constitué par le poudingue de Nemours (Sparnacien) qui s'étend au sud du Bassin parisien; c'est un conglomérat de pénéplanation formé par des galets de silex de la craie, noyés dans un ciment siliceux.

LES GRÈS

Les **grès** sont des roches sédimentaires clastiques qui proviennent de la cimentation diagénétique de sables. Pour pouvoir désigner une roche par le terme *grès,* il est nécessaire qu'un pourcentage important de ses fragments détritiques (plus de 50 %) ait des dimensions comprises entre les valeurs limites de la classe granulométrique « sable », c'est-à-dire entre 2 mm et 1/16 mm selon l'échelle de Wentworth. D'autre part, la majeure partie des grains doit être représentée par du quartz ou des silicates. Dans le cas contraire, il ne s'agit pas de grès mais de *calcarénite* si les grains sont calcaires, ou de *dolarénite* s'il s'agit de dolomie, et ces roches sont alors considérées comme des calcaires ou des dolomies.

Les grès sont des roches relativement répandues. Ils sont classés suivant des critères analogues à ceux que l'on utilise pour les conglomérats, c'est-à-dire granulométriques et minéralogiques.

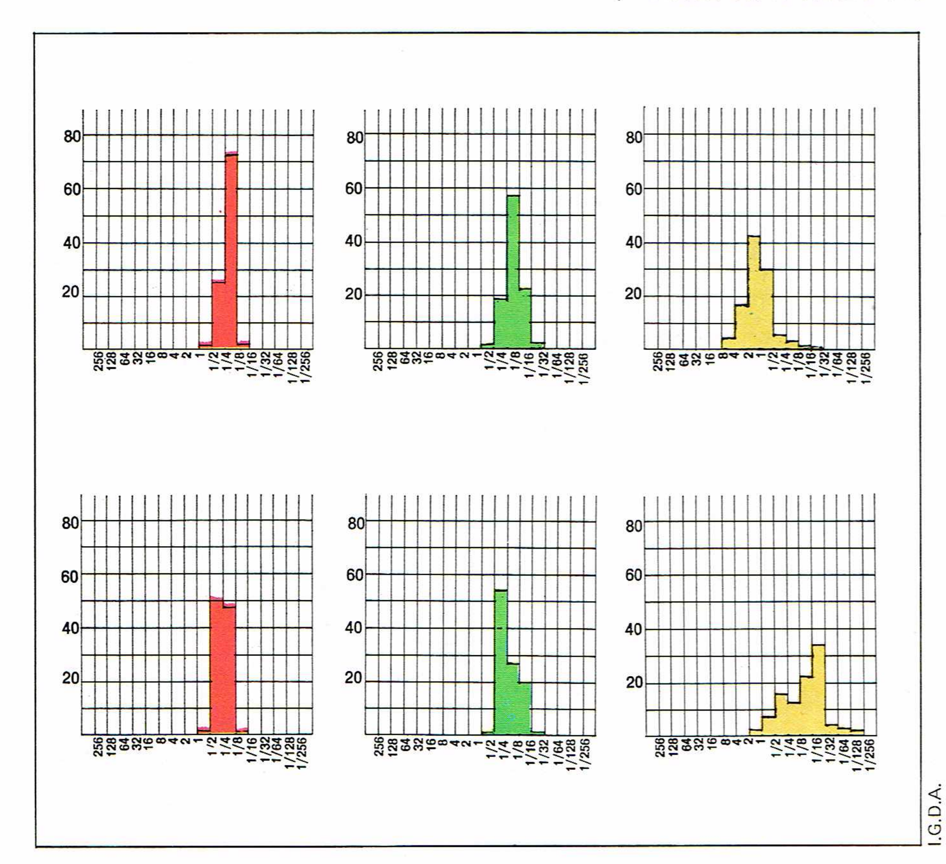
On distingue tout d'abord les *grès à ciment chimique* et les *grès à matrice détritique*. Les premiers proviennent de la diagenèse d'un sable bien classé dans lequel les pores intergranulaires étaient vides ou remplis d'eau au début de la sédimentation. Au cours de la diagenèse, ces pores ont été remplis par des minéraux divers, calcite ou quartz, déposés à partir des eaux interstitielles. Pour les seconds, la matrice détritique s'est déposée en même temps que des grains de sable; les pores intergranulaires étaient donc remplis de substance solide, et le ciment provient de la recristallisation diagénétique de cette matrice fine composée surtout de minéraux argileux. Il existe, bien sûr, des grès intermédiaires entre ces deux types dans lesquels on trouve simultanément du limon interstitiel et un ciment provenant d'une précipitation chimique au cours de la diagenèse.

Les deux groupes de grès, à ciment détritique et à matrice chimique, correspondent à deux types de transport différents. Les sables bien classés ayant des vides intergranulaires sont déposés après avoir subi des transports variés : par des courants fluviatiles ou marins, en eau limpide de densité et de viscosité normales, ou encore par des courants aériens. Par contre, les sédiments sableux à matrice détritique abondante (plus de 15 % du matériel détritique) sont déposés par des courants aqueux

ayant une densité et une viscosité supérieures à la normale car ils contiennent des quantités importantes de matériel fin en suspension. Il s'agit par exemple de courants de turbidité qui ont lieu en milieu marin profond pendant des périodes de temps très brèves.

Un premier critère de classification des grès est donc donné par les *caractéristiques dynamiques des courants* qui ont transporté le sable. La transition entre sables et grès est souvent progressive ; en effet, certains courants (fluviatiles ou de turbidité) peuvent déposer du sable avec une quantité limitée de matrice détritique et avec une classification granulométrique intermédiaire entre les deux groupes. On a donc une distribution granulométrique continue et la distinction entre grains et matrice est délicate. Certains auteurs proposent de prendre comme matrice la fraction inférieure à 50 μ, ce qui est inférieur à la limite de 62 μ des sables d'après Wentworth. D'autres proposent de mettre la limite à 20 μ, en incorporant une certaine partie du limon aux sables.

La *composition minéralogique* des grès dépend des mêmes facteurs que ceux qui déterminent la composition des conglomérats. Ces facteurs sont les suivants : la nature de la roche mère qui affleure sur le continent et



▲ **Histogrammes granulométriques des sables et des grès.** ***En rouge, sable de plage marine (en haut) et d'une dune côtière (en bas). En vert, quartzo-arénite paléozoïque. En jaune, dépôts fluvio-glaciaires (en haut) et fluviatiles (en bas)*** **[*dans Pettijohn*].**

dont l'altération donne naissance aux grains de sable, le climat qui détermine l'altération météorique, la plus ou moins grande résistance à l'altération des différents minéraux des roches mères, et enfin l'activité tectonique de la zone d'alimentation et du bassin de sédimentation qui gouverne la vitesse d'érosion et de sédimentation. Les derniers facteurs déterminent l'évolution des grès, alors que le premier détermine leur origine propre.

En ce qui concerne la composition pétrographique des régions d'alimentation, on peut diviser les roches qui les composent en deux grands groupes.

— Le premier groupe est constitué par les roches d'origine profonde, c'est-à-dire les roches ignées intrusives acides (granite, etc.) et les roches métamorphiques qui ont une composition minéralogique équivalente (gneiss). Les roches basiques ne sont pas prises en compte car elles subissent généralement une altération chimique, et seule une partie très faible de leurs minéraux se transforme en sable. Par désagrégation physique, ces roches acides se transforment en sable le plus souvent monominéral. Les minéraux les plus fréquents sont le quartz et le feldspath alcalin.

— Le second groupe comprend les roches formées dans les zones superficielles de l'écorce terrestre, c'est-à-dire les roches sédimentaires, certaines roches métamorphiques du type des schistes, et enfin les roches effusives acides. Les grains de sable qui en dérivent sont polyminéraux ; on y trouve, par exemple, des grains d'argiloschiste, de phyllade, de porphyre, de silex, de calcaire, etc.

On peut essayer, pour les sables et les grès, de trouver un *indice d'origine* en déterminant le rapport entre le nombre de grains de feldspath (indice de la présence d'une roche profonde) et le nombre de fragments polycristallins des roches d'origine superficielle. Le quartz n'est pas un bon indice car il peut exister aussi bien dans l'un ou l'autre groupe de roches ; on peut parfois distinguer son origine d'après ses caractéristiques optiques et exoscopiques au microscope électronique.

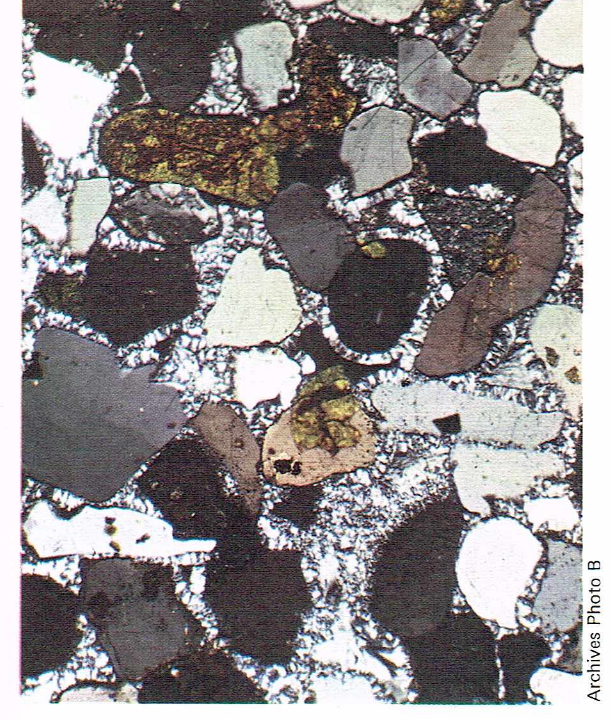
Comme pour les conglomérats, l'origine du sable est masquée par l'*évolution* que subissent les sédiments clastiques en général. La composition minéralogique du sable se différencie progressivement de celle des roches dont il provient, pour atteindre une paragenèse minérale essentiellement formée de quartz aux stades ultimes de l'évolution. Les conditions de climat et d'activité géotectonique de la région d'alimentation règlent cette évolution. Sous climat chaud et humide et dans des régions à faible activité tectonique, l'altération chimique domine ; au contraire, sous climat froid ou aride à forte activité tectonique, on obtiendra un sable non évolué composé de minéraux et de grains issus de roches facilement altérables.

Les rapports quantitatifs entre un minéral détritique stable et un autre instable par rapport à l'altération peuvent permettre d'établir un *indice d'évolution minéralogique*. Par exemple, pour le sable provenant de roches superficielles ou formées à faible profondeur, qui contiennent peu ou pas de feldspath, on peut prendre comme indice d'évolution le rapport entre les fragments de roches stables (silex) et instables (toutes les autres roches superficielles). Pour le sable d'origine mixte, qui provient aussi bien de roches profondes que de roches superficielles, on peut considérer le rapport entre les grains de quartz et de silex (composants stables) d'une part, et les grains de feldspath et les fragments de roches (composants instables) d'autre part. L'évolution minéralogique est généralement accompagnée d'une *évolution dans la texture* du sable. Le sable quartzeux possède un bon classement granulométrique et il est composé de grains bien arrondis, alors que les sables non évolués présentent des caractères opposés.

En dehors de la composition minéralogique des composants majeurs, celle des minéraux accessoires peut également donner des indications sur l'origine et l'évolution des sables et des grès. Ces minéraux accessoires sont surtout représentés par les *minéraux lourds*, qui doivent leur épithète à leur forte densité (nettement supérieure à celle des minéraux majeurs comme le quartz et les feldspaths, qui est d'environ 2,7). Les minéraux lourds représentent habituellement moins de 1 % en poids du sable ; ils peuvent atteindre 10 % et même 50 % dans des sédiments sableux déposés dans un milieu très agité, comme les zones littorales où les courants exportent les particules fines vers le large.

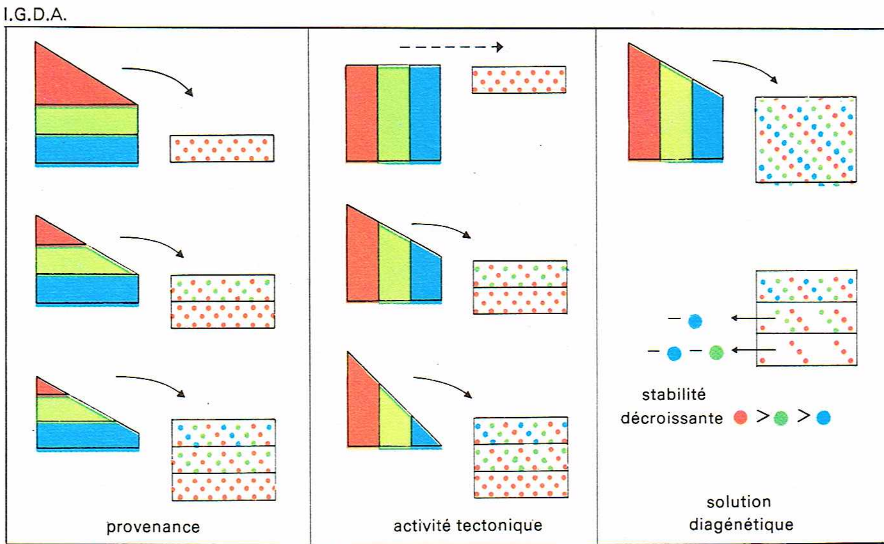
De nombreuses espèces minéralogiques sont présentes dans les minéraux lourds : par exemple, les pyroxènes, les amphiboles, la biotite, l'olivine, l'épidote et les grenats. Cependant, les premiers sont facilement altérés et se rencontrent rarement dans les sables alors que les deux derniers sont relativement plus résistants. On rencontre aussi fréquemment dans les sables des minéraux lourds, accessoires dans les roches mères mais assez résistants à l'altération. C'est le cas de la magnétite, de l'ilménite, des zircons, etc. La détermination des minéraux lourds permet de connaître la nature des roches mères de façon plus précise que par l'étude des minéraux légers car le quartz et le feldspath peuvent provenir de roches extrêmement diverses. L'étude de ces minéraux permet d'effectuer des reconstitutions paléogéographiques et des corrélations stratigraphiques entre différentes séries sédimentaires.

La composition des minéraux lourds d'un sable ne reflète pas toujours celle de la roche mère. En effet, elle dépend en premier lieu de la résistance à l'altération de ces différents minéraux suivant les conditions climatiques.

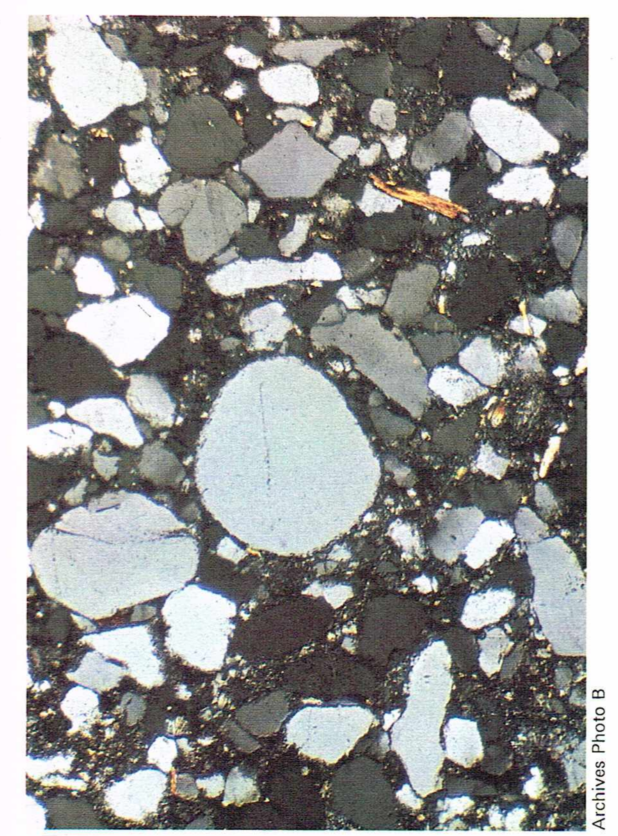


Archives Photo B

I.G.D.A.



▲ ***Exemples de trois phénomènes qui déterminent les teneurs en minéraux lourds des formations géologiques. Les blocs de gauche représentent les roches mères (en différentes couleurs uniformes) qui s'altèrent pour donner des sédiments où la répartition des minéraux lourds est représentée par des points dont les couleurs correspondent à celles des roches mères (d'après Pettijohn).***



Archives Photo B

◀ ***En haut, quartzo-arénite de l'Éocène moyen : les grains détritiques de quartz et de glauconite (jaune-vert) sont cimentés par de la calcédoine. Lame mince en lumière polarisée. En bas, cette quartzo-arénite du Cambrien est formée de grains de quartz de dimensions très variables. Lame mince en lumière polarisée.***

D'autre part, l'hydrolyse des minéraux lourds se poursuit au cours de la sédimentation et de la diagenèse et les sédiments gréseux anciens peuvent s'appauvrir progressivement en minéraux lourds. Le phénomène inverse se produit lorsque le sédiment subit un métamorphisme; il peut alors y avoir cristallisation de nouveaux minéraux de métamorphisme qui n'ont aucun rapport avec l'origine détritique primaire du sédiment.

Il est possible de distinguer trois types principaux de grès : les *quartzo-arénites*, très évoluées, les *arkoses*, riches en feldspaths détritiques, et les *grauwackes*, peu évolués.

Les **quartzo-arénites,** ou **grès quartzites,** sont constitués en majorité (plus de 90 %) de grains de quartz. Le ciment est également formé de quartz ou d'autres formes de la silice (opale, calcédoine), parfois de calcite ou d'autres minéraux. Les grains de quartz sont généralement très arrondis et le classement granulométrique est bon. L'aspect superficiel des grains dans un sable quartzeux incohérent ou peu cimenté peut fournir des indications sur le mode de transport et le milieu de sédimentation. Certains auteurs pensent que si la surface des grains est opaque, ceux-ci ont été soumis à un transport éolien qui, par suite des chocs des grains les uns contre les autres, leur a donné cet aspect mat. Cela n'est pas toujours le cas; en fait, des études récentes ont montré que les traces de chocs se révèlent sur la majorité des quartz, qu'ils aient subi un transport fluviatile, glaciaire, éolien ou marin. Le dépoli de la surface n'est donc pas un critère caractéristique d'un transport aérien des grains.

Les grains de quartz de diverses provenances peuvent être distingués au microscope d'après les caractères suivants : ceux qui proviennent de roches intrusives sont en général formés d'un cristal unique, ayant une extinction nette ou légèrement roulante (variation des propriétés optiques due à la déformation physique du minéral) ; ils contiennent de minuscules cristaux de rutile, de zircon et d'autres minéraux, ainsi que des inclusions vitreuses avec parfois des bulles de gaz plus petites.

Les grains de quartz provenant des roches ignées ont généralement des formes automorphes, alors que ceux qui dérivent de roches ayant subi un métamorphisme régional sont souvent allongés ou aplatis. Ils présentent une extinction roulante très nette et sont constitués de petits individus parfois intercalés avec des lits de micas ou d'autres minéraux du métamorphisme (épidote, sillimanite). Les grains de quartz qui forment une mosaïque de cristaux à contours polygonaux dérivent plus ou moins de quartzite métamorphique, alors que ceux qui sont microcristallins à grain fin sont des fragments de roche effusive.

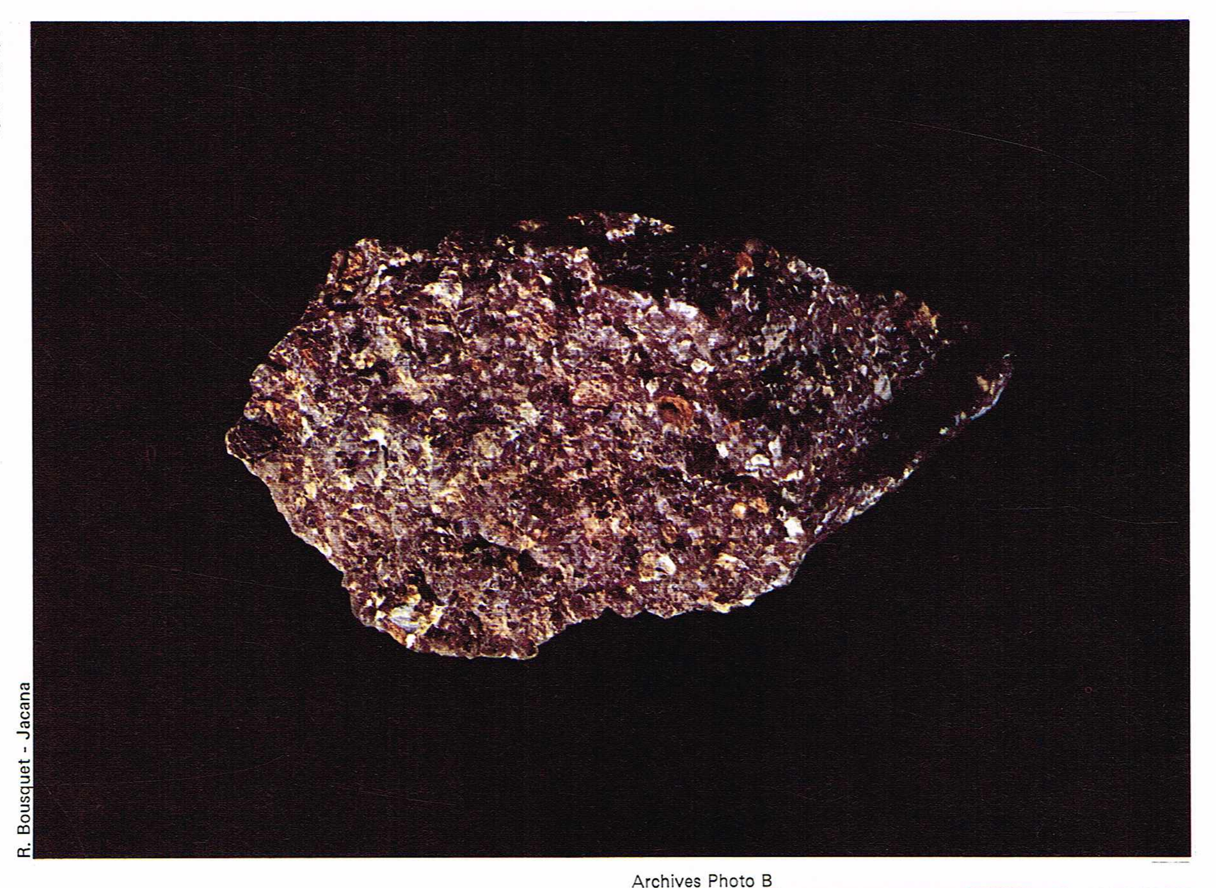
Tous ces types de grains de quartz peuvent provenir de l'altération et de la désagrégation de roches ignées ou métamorphiques; dans ce cas, ils constituent des dépôts primaires. Ceux-ci peuvent être de nouveau érodés avant la cimentation par suite de phénomènes d'émersion des régions côtières d'un bassin sédimentaire. Ensuite, ce sable incohérent pourra être transporté puis déposé et constituer des dépôts dits secondaires. La majorité des quartzo-arénites se forme en plusieurs cycles d'érosion et de sédimentation, l'évolution de ces dépôts étant progressivement de plus en plus poussée.

On rencontre parfois dans les quartzo-arénites des minéraux particuliers, comme la *glauconite*. Celle-ci est intraformationnelle, c'est-à-dire qu'elle prend naissance dans le bassin de sédimentation où se dépose le sable quartzeux. Cette glauconite prend naissance généralement au cours de la diagenèse de sédiments argileux, mais elle peut se séparer des argiles et se concentrer avec le sable dans un milieu néritique peu profond.

Les minéraux lourds qui sont présents dans les quartzo-arénites sont les plus résistants à l'altération; il s'agit surtout de zircon et de tourmaline. Il n'y a généralement pas de fossiles dans les grès quartzites car les débris d'organismes calcaires sont fragmentés par les remaniements successifs, puis dissous et exportés. La calcite se redépose parfois sous forme de ciment au cours de la diagenèse; quelques rares spicules d'éponges siliceuses sont parfois conservés.

Certaines quartzo-arénites peuvent contenir des feldspaths alcalins, reconnaissables en lame mince par leur limpidité inférieure à celle du quartz. Si le pourcentage de

▶ ***Échantillon d'arkose.*** ***Les arkoses représentent un groupe de grès à grains grossiers contenant un pourcentage élevé de feldspaths : plus du quart de la fraction détritique.***



R. Bousquet - Jacana

feldspaths alcalins dépasse 10 % de la fraction détritique, on parle de *quartzo-arénites feldspathiques,* ou *subarkoses,* qui font la transition entre les quartzites et les arkoses.

Le ciment des quartzo-arénites est généralement constitué de silice sous forme de calcédoine, d'opale ou de quartz. Les vides intergranulaires sont remplis successivement d'une couche d'opale, puis d'une couche de calcédoine disposée perpendiculairement aux parois des pores, et enfin de quartz qui occupe la partie centrale.

Il est fréquent que le ciment soit constitué uniquement de quartz. Il se présente alors sous forme d'une mosaïque microcristalline où les pores sont remplis de petits cristaux de quartz disposés selon une orientation cristallographique plus ou moins régulière. Quand l'accroissement secondaire des grains de quartz est incomplet, le grès est friable et les grains isolés ont une forme prismatique ou rhomboédrique. Dans certains cas, la limite entre le grain de quartz détritique et son enveloppe secondaire est soulignée par une ligne d'oxyde de fer ou de phase argileuse.

Au cours du passage progressif de la diagenèse au métamorphisme régional, la recristallisation des grains de quartz détritiques et de leur enveloppe secondaire fait disparaître les contours des grains. La roche métamorphique résultante est constituée d'une mosaïque régulière de quartz, donc recristallisée en une quartzite identique à celle produite par le métamorphisme thermique.

Les quartzo-arénites sont des roches blanchâtres à fracture granulaire dans les variétés les moins cimentées, écailleuse dans les types à texture quartzitique bien développée, et conchoïdale quand le ciment est constitué d'opale ou de calcédoine. Elles sont déposées en strates régulières et couvrent de vastes étendues, alors que l'épaisseur des formations de quartzo-arénite est souvent limitée à quelques dizaines de mètres ; elles se trouvent, en effet, sous forme de dépôts côtiers qui se distribuent sur les grandes surfaces des transgressions marines.

Les quartzo-arénites présentent souvent des structures sédimentaires à stratification oblique et un plissement des surfaces de stratification dû aux courants et aux vagues. De vastes étendues de sable quartzeux se rencontrent actuellement dans les déserts, et certaines formations de grès quartzeux ont probablement une origine continentale éolienne. Les quartzo-arénites et les termes de passage à des quartzites métamorphiques sont fréquents dans

Archives Photo B

▶ ***Les grains de feldspaths détritiques plus ou moins altérés contenus dans ce grès arkosique de l'Oligocène sont reconnaissables à leurs clivages. On voit aussi des quartz et des fragments de calcaire. Le tout est noyé dans un ciment calcaro-argileux. Lame mince en lumière polarisée.***

les dépôts du Précambrien supérieur et du Paléozoïque inférieur dans les régions de plate-forme, comme le bouclier canadien ou le bouclier baltique. Ces formations peuvent parfois atteindre des épaisseurs de quelques centaines à quelques milliers de mètres. Elles prennent naissance à la fin d'un cycle géomorphologique qui a provoqué la pénéplanation des vastes zones continentales dans des conditions tectoniques calmes.

Les **arkoses** représentent un autre groupe de grès; elles contiennent un pourcentage élevé de feldspaths : ceux-ci représentent plus du quart de la fraction détritique. Les grès qui contiennent entre 10 % et 25 % de feldspath sont appelés des **subarkoses.** La teneur en feldspath des arkoses approche très souvent la moitié de la fraction détritique sableuse. Le reste est constitué, pour l'essentiel, de quartz dont on peut reconnaître l'origine granitique ou gneissique en lame mince. On y trouve également des paillettes détritiques de micas, muscovite ou parfois biotite plus ou moins altérées (en général, quelques %). Les feldspaths sont des orthoses, microcline et plagioclases acides (albite ou oligoclase) ; ils sont le plus souvent limpides mais peuvent être altérés; les fragments de granite et de gneiss (feldspath alcalin + quartz) sont fréquents. Les fossiles y sont très rares.

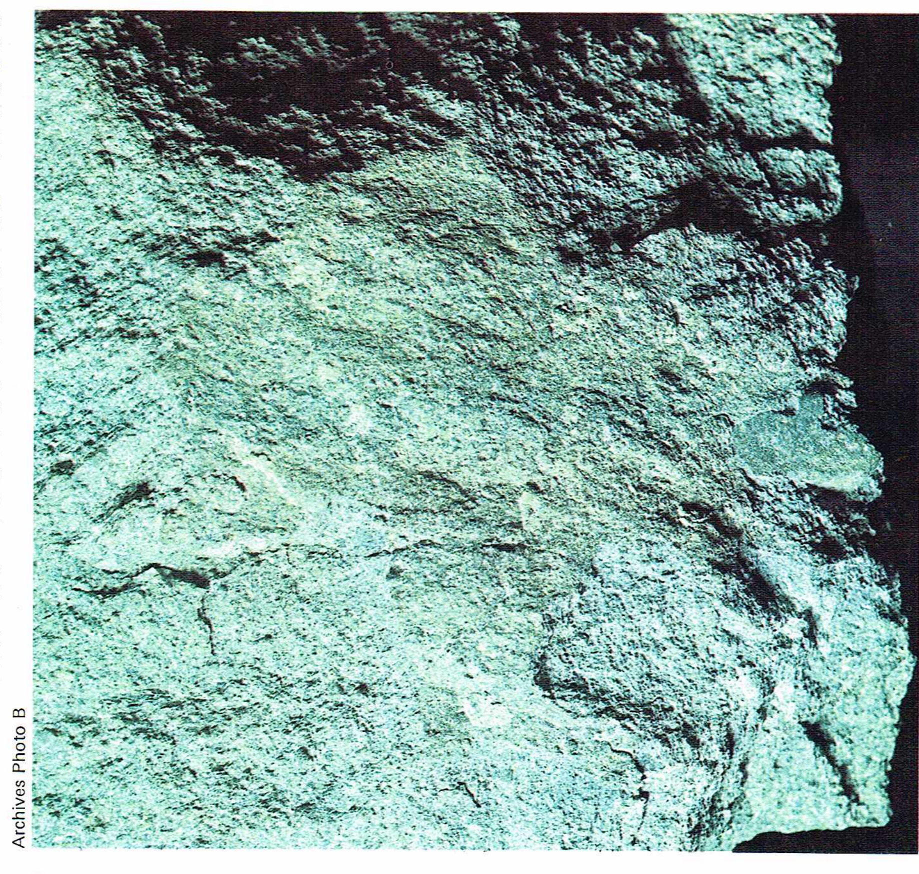
Les grains de quartz, de feldspaths et de micas des arkoses sont noyés dans une matrice à grain fin dont il est difficile de préciser l'origine. Formée de minuscules fragments des minéraux qui composent les grains, elle est généralement plus riche en micas. Cette matrice contient également des minéraux argileux, comme la kaolinite, des carbonates et des oxydes de fer formés au cours de la diagenèse du sédiment sableux.

L'évolution minéralogique des arkoses est assez faible d'une part à cause de leur forte teneur en feldspaths, et d'autre part à cause du faible arrondissement des grains. Le classement granulométrique est peu marqué et inférieur à celui des quartzo-arénites. On pense donc que les arkoses proviennent d'une sédimentation dans un milieu suffisamment agité pour permettre le transport des particules fines. La présence de feldspath montre que le transport avant la sédimentation est relativement court. Les minéraux lourds sont assez nombreux; parmi ceux-ci, on trouve des zircons, de la tourmaline, de l'apatite, de la hornblende, de la monazite, etc. Les espèces de minéraux lourds les moins résistants à l'altération ne se rencontrent que dans les parties très fortement cimentées de la roche.

Les arkoses sont des grès à grain grossier, de couleur blanchâtre à rouge, se déposant en couches épaisses. Elles sont moins cimentées et donc plus friables que les quartzo-arénites et les grauwackes. On peut diviser les arkoses en deux types : les arkoses résiduelles et les arkoses postorogéniques.

— Les *arkoses résiduelles* forment des dépôts dont l'épaisseur est limitée à quelques mètres et qui contiennent souvent des lentilles et des niveaux de conglomérats arkosiques. Elles se trouvent à la base des séries sédimentaires transgressives, juste au-dessus de la surface de discordance stratigraphique. L'extension latérale des arkoses résiduelles est très irrégulière; elles forment souvent des lentilles discontinues, localisées là où le substrat est formé de granite ou de gneiss. Souvent, le manteau d'arkose ne se distingue pas du granite sous-jacent et la transition entre les deux est très progressive. Cependant, l'examen microscopique révèle un certain arrondi des grains de feldspaths et des ébauches de stratification. En outre, ces arkoses ont une teneur en quartz plus élevée que le granite normal.

— Les *arkoses postorogéniques* apparaissent sous forme de dépôts épais et à forte extension. Leur milieu normal de sédimentation est continental (fluviatile ou même deltaïque), et le dépôt provient de l'érosion rapide d'une chaîne de montagnes récemment formée. Les arkoses sont interstratifiées, avec des argiles, et ont une couleur rougeâtre qui témoigne d'une sédimentation en milieu oxydant. La résistance des feldspaths, même sous climat chaud et humide, est due à la rapidité de l'érosion et de la sédimentation. Les arkoses postorogéniques se situent à proximité de grandes chaînes de montagnes actuelles ou anciennes. Par exemple, on les rencontre au Tertiaire en Suisse et en Bavière du Sud, où elles proviennent de l'érosion de la chaîne alpine en cours de soulèvement. En Europe occidentale, les « Vieux Grès Rouges » du Dévonien proviennent de l'érosion de la chaîne calédonienne, et les « Nouveaux Grès Rouges » du Permien proviennent de l'érosion de la chaîne hercynienne.



Archives Photo B

▲ ***Échantillon de*** **grauwacke** ***provenant du Tyrol : les grauwackes sont des grès contenant des quantités importantes de matrice détritique (argile et limon fins) - déposée simultanément avec les grains de sable.***

Dans certains grès, des grains de roches carbonatées (calcaire et dolomie) peuvent être présents en quantités importantes (mais inférieures à 50 % car on parle alors de calcarénite) parmi les fragments détritiques. Ces grains calcaires et dolomitiques sont généralement extraformationnels, c'est-à-dire qu'ils représentent des fragments de roches émergées sur la terre ferme qui ont été soumises à l'érosion.

Les **grès volcaniques** (terme abrégé des grès à éléments volcaniques) contiennent des débris de roches et de verres volcaniques, de composition variable, et des minéraux fémiques (pyroxènes, amphiboles, etc.). La composition de ces grès est analogue à celle des **grès tufacés,** qui sont des dépôts mixtes de matériel pyroclastique produit par les éruptions volcaniques et de matériel détritique normal. La distinction entre ces deux types de grès est délicate et nécessite des études géologiques et pétrographiques régionales détaillées. Les grès volcaniques et les grès tufacés sont fréquents dans les séries géosynclinales, surtout au Précambrien et au Paléozoïque. On en rencontre actuellement sur les marges de l'océan Pacifique où l'activité volcanique est importante.

Les **grauwackes** sont des grès contenant des quantités importantes (supérieures à 15 %) de matrice détritique, argiles et limon fin, déposée simultanément avec les grains. La composition minéralogique des grauwackes, assez variable, se rapproche de celle des grès peu évolués. La forme des grains est anguleuse; l'évolution minéralogique et granulométrique est donc très faible. Les grains de quartz représentent environ la moitié de la roche, les fragments polycristallins de roche et les feldspaths sont abondants (plus d'un quart du volume total) ; le reste est constitué par la matrice détritique fine. Le passage des grauwackes aux quartzites se fait par l'intermédiaire des **subgrauwackes.** Les grains de quartz y sont plus abondants et mieux roulés, alors que le pourcentage de feldspaths et de matrice détritique diminue.

Les feldspaths ont la même composition que dans les arkoses; ils sont presque toujours limpides et non altérés. Les fragments de roches appartiennent à des roches superficielles de la croûte terrestre : roches sédimentaires



C. Bevilacqua

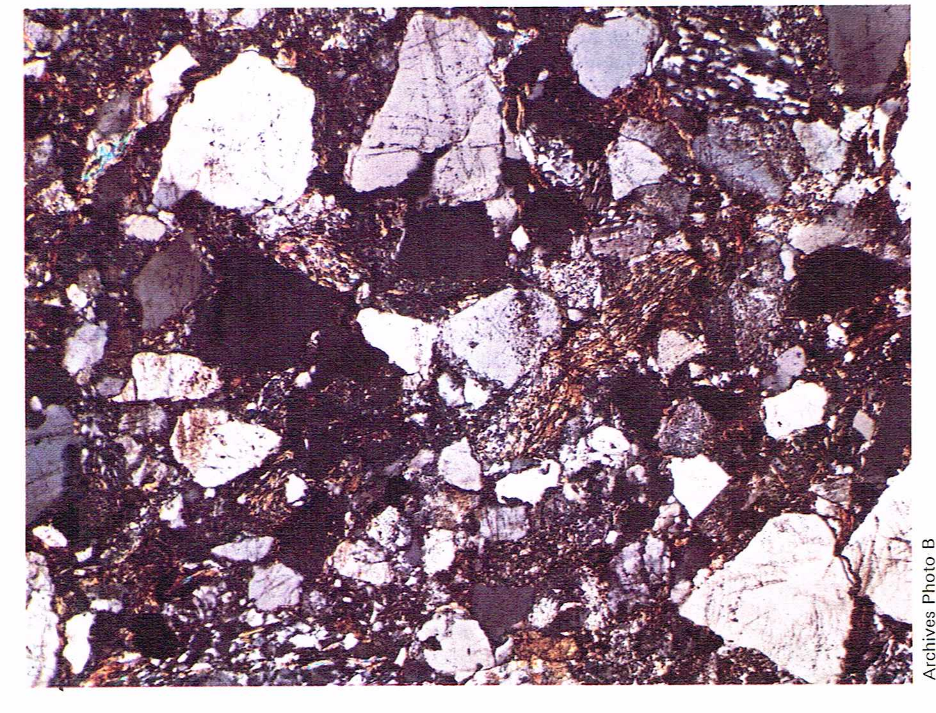
▲ *Argiles d'un paysage typique des Bad Lands (Dakota du Sud, États-Unis). La stratification apparaît très nettement.*

▼ *Grauwacke du Dévonien supérieur. Il s'agit ici d'un grès formé de fragments de roches métamorphiques (phyllades), de quartz et de feldspaths, de forme anguleuse. Le classement granulométrique est mauvais. Lame mince en lumière polarisée.*

(calcaires, dolomies, etc.), roches volcaniques et roches métamorphiques du type des argilo-schistes et phyllades.

Dans la majorité des grauwackes, les fragments de roches sont prédominants sur les feldspaths ; dans le cas contraire, on parle de *grauwackes feldspathiques*. Ces roches se rapprochent beaucoup des arkoses par leur composition minéralogique mais présentent une texture et une structure sédimentaire différentes. La caractéristique des grauwackes est l'abondance d'éléments détritiques fins qui sédimentent en même temps que la fraction sableuse, alors que les arkoses ont un meilleur classement granulométrique et une proportion d'argile et de limon réduite. L'absence de classement granulométrique ainsi que l'abondance d'argiles et de limon déposés en même temps que le sable indiquent des conditions de dépôts marins profonds où les courants de turbidité sont les principaux agents de transport.

Les grauwackes sont généralement compacts et bien lithifiés car la matrice détritique fine est compactée et parfois recristallisée au cours de la diagenèse. La présence de cette matrice dès le commencement du dépôt confère à ces roches une porosité assez faible, et les précipitations chimiques (de calcite par exemple) sont pratiquement inexistantes.



Archives Photo B

Les grauwackes se déposent en couches régulières d'environ 1 m d'épaisseur et d'extension latérale assez grande. Ils sont généralement dépourvus de fossiles, à l'exception de quelques tests brisés par les courants de turbidité. Dans les séries géosynclinales, on les rencontre souvent en alternance avec des lits d'argiles ; ils constituent alors des formations très épaisses (jusqu'à quelques milliers de mètres) de type *flysch*. Ils sédimentent au cours des phases maximales de subsidence des bassins et proviennent de l'érosion des reliefs, parfois volcaniques, émergés. Cela explique la prédominance des fragments de roches : l'érosion attaque des roches superficielles (sédimentaires ou métamorphiques d'épizone, ou encore volcaniques et pyroclastiques) mais n'atteint pas les roches ignées et métamorphiques profondes. Ces dernières sont érodées seulement à la fin du cycle orogénique, et il y a sédimentation des arkoses.

On connaît de grandes formations de grès rouges à plusieurs niveaux stratigraphiques : Précambrien au Maroc, Cambrien en Afrique du Nord et en Normandie (grès de May-sur-Orne), les grès armoricains du Silurien et les arkoses permiennes du cap Fréhel. Enfin, les quartzites sont bien représentées par les grès de Fontainebleau (Tertiaire du bassin de Paris).

LES ARGILES

Les **argiles** représentent environ la moitié des dépôts sédimentaires anciens et se rencontrent très fréquemment dans les sédiments récents continentaux et marins ; elles sont donc, à ce titre, les roches sédimentaires les plus courantes. Elles proviennent de l'altération d'autres sédiments clastiques et il est difficile de leur appliquer une classification générale. En effet, les sédiments qui sont constitués de fragments de dimensions inférieures à celles du sable ne forment un groupe unique ni du point de vue de leur composition minéralogique ni de celui de leur mode de transport et de sédimentation. Ils peuvent toutefois être divisés en deux groupes suivant la taille de la fraction détritique.

Dans la fraction la plus grossière, on trouve les composants minéralogiques du sable, c'est-à-dire essentiellement des quartz et des feldspaths accompagnés de micas détritiques. Selon l'échelle de Wentworth, cette fraction plus grossière est comprise entre 62 μ (1/16 mm) et 4 μ. Les fragments de dimension inférieure à 4 μ sont en majorité composés de minéraux argileux proprement dits ; ce sont des phyllosilicates qui prennent naissance au cours de l'altération météorique des roches et de la formation des sols.

Le passage entre deux fractions granulométriques de composition minéralogique différente peut être très progressif. Ainsi, les minéraux argileux proprement dits peuvent être abondants dans la fraction de 15-20 μ, alors que le quartz détritique peut constituer des fragments de dimension inférieure à 4 μ.

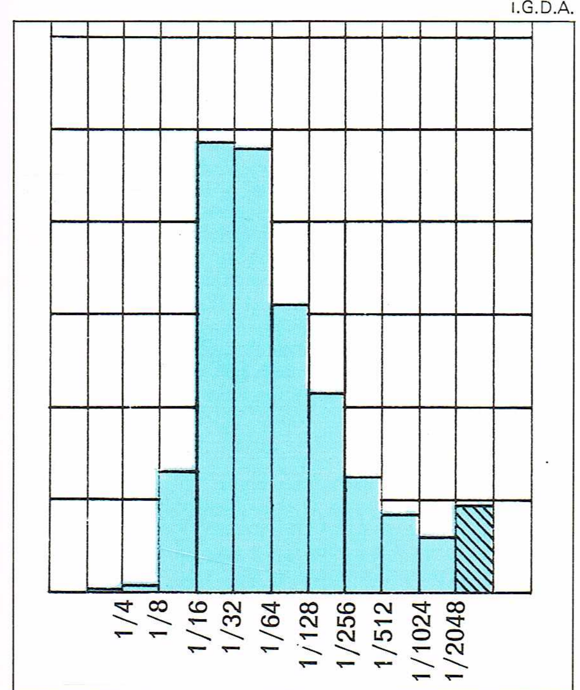
Le terme d'argile est très largement répandu et peut être utilisé aussi bien pour des sédiments incohérents gorgés d'eau que pour des roches plus ou moins consolidées sous l'effet de la diagenèse. Au fur et à mesure que celle-ci augmente, il y a expulsion de l'eau interstitielle et recristallisation des phyllosilicates; la subsidence des bassins sédimentaires provoque l'enfouissement progressif des sédiments et, lorsque la température atteint une certaine limite (environ 300 °C), les minéraux argileux subissent de profondes modifications. Il existe ainsi toutes les transitions depuis les argiles jusqu'aux argiloschistes et phyllades, qui sont des roches métamorphiques.

Le terme *argilite* désigne une roche formée en majeure partie d'un ou de plusieurs minéraux argileux sans litage notable; il est plus précis que le mot argile, qui peut désigner à la fois la roche, des altérations et des boues, voire les minéraux argileux eux-mêmes. Le terme *shale* désigne une argilite litée, le litage étant dû principalement à la sédimentation elle-même; s'il provient d'un métamorphisme, on parlera de *schiste*.

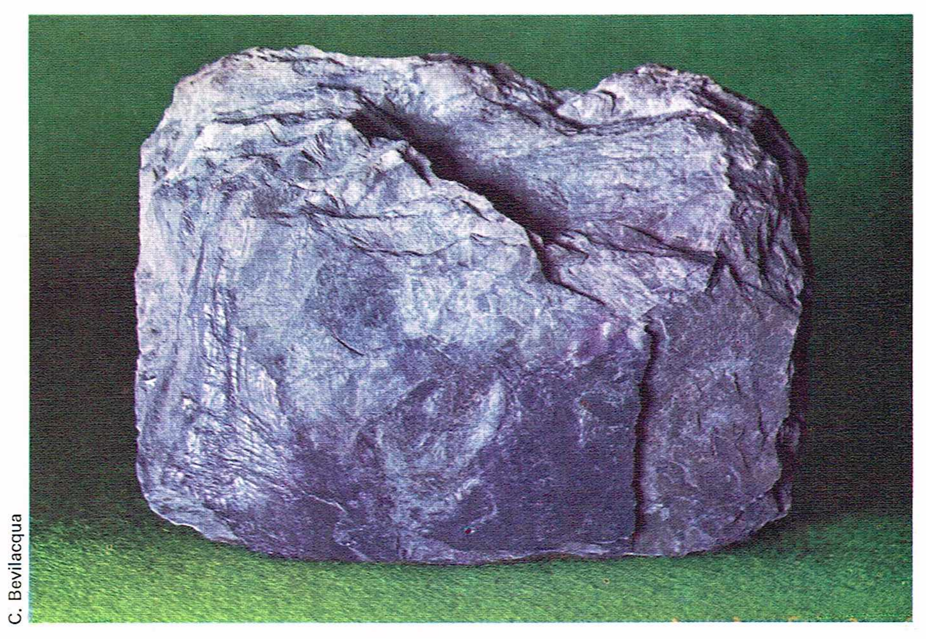
Les argiles de dimensions granulométriques plus importantes qui constituent la moitié, voire les 2/3, du matériel détritique sont comprises entre 62 et 4 μ et sont appelées *argiles des limons*. Elles correspondent au sédiment incohérent qu'est le limon et sont encore appelées *silts*. Les argiles des limons ont un aspect granuleux, alors que les *argiles fines* sont homogènes. Dans la nomenclature utilisée pour les réfractaires et les céramiques, ces deux types lithologiques sont connus sous le nom d'*argiles maigres* (avec limon quartzeux) et d'*argiles grasses* (à grain très fin et essentiellement formées de phyllosilicates).

Ces deux groupes granulométriques n'ont pas le même comportement au cours du transport et du dépôt. Le limon est habituellement transporté avec la fraction la plus grossière et se dépose sous forme de grains isolés, de façon analogue au sable. Les argiles fines (et généralement le matériel inférieur à 15-20 μ) obéissent aux lois des colloïdes : elles sont transportées en suspension quasi uniforme et la floculation exerce une très grande influence sur la sédimentation. Le phénomène de floculation dépend principalement des caractéristiques physico-chimiques de l'eau, et en particulier de sa teneur en électrolytes. Quand le matériel argileux fin, qui se trouve sous forme de particules isolées dans les eaux douces continentales, arrive dans un bassin marin, il flocule sous forme de micelles, ou agrégats de matériel, d'une certaine taille (15-20 μ). La vitesse de sédimentation de ces micelles est évidemment plus grande que celle des particules simples qui les composent; le dépôt s'effectue donc plus rapidement à l'embouchure des grands fleuves. Une autre partie du matériel fin s'éloigne plus au large et se dépose dans le milieu marin profond.

I.G.D.A.



◄ **Histogramme granulométrique** ***d'une*** **argile** ***oligocène (Alexandrie). La colonne à l'extrême droite, hachurée, représente le pourcentage en poids de la fraction inférieure à 0,5*** μ.



C. Bevilacqua

▲ ***Un échantillon d'*****argile** ***très consolidée*** **(argilite).**

Le phénomène de floculation confère aux argiles certaines caractéristiques granulométriques qui sont déterminées par les conditions dynamiques du milieu de transport au moment de la floculation et qui, ultérieurement, ne changent pas et ne sont pas influencées par les facteurs dynamiques du milieu de sédimentation. Ainsi, les courbes de fréquence granulométrique des argiles marines présentent un « pic » pour les diamètres fins qui n'existe pas dans les courbes correspondant à des argiles sédimentées en milieu continental.

La texture extrêmement fine des roches argileuses rend leur étude et leur classification très délicates. Contrairement à la plupart des autres roches, leur observation en lame mince au microscope ne fournit pas les données suffisantes; il faut avoir recours aux analyses chimiques pour pouvoir distinguer les différents types d'argiles. Cependant, même les analyses chimiques donnent peu de renseignements sur la minéralogie car les résultats dépendent de la pureté des échantillons analysés. En effet, les argiles des limons, par exemple, sont plus riches en silice en raison de la présence de quartz détritique dans cette fraction granulométrique. En réalité, le meilleur critère de classification des argiles est celui de la minéralogie dont l'étude s'effectue par l'analyse aux rayons X. On peut également distinguer les argiles d'après leur milieu de sédimentation (marin, lacustre, fluviatile, etc.) mais cette méthode, qui se heurte à de nombreuses difficultés dans les séries anciennes, n'est applicable en toute sécurité qu'aux sédiments actuels.

Les composants minéralogiques des argiles peuvent être divisés en trois groupes : les minéraux clastiques, que l'on rencontre aussi dans les sables mais qui sont de plus petite taille, les minéraux argileux proprement dits, et certains composés comme le carbonate de calcium, des substances organiques, des composés ferrifères, etc. La proportion de ces trois groupes est variable selon les types de formations argileuses.

Dans les **argiles des limons,** les minéraux « du sable » comme le quartz, les feldspaths et les micas sont prédominants. Ces argiles peuvent se déposer dans n'importe quel milieu sédimentaire mais elles nécessitent la présence de courants assez forts et continus, susceptibles de les transporter dans le cas où elles ne sont pas accompagnées de quantités importantes de matériel plus fin. Les argiles des limons sont fréquentes dans les milieux continentaux fluviatiles, en milieu côtier près de l'embouchure de grands fleuves, et dans les milieux marins néritiques. Les argiles des limons peuvent présenter de nombreuses structures sédimentaires caractéristiques des sables (stratifications parallèles et obliques, graded-bedding, etc.); toutefois, ces structures sont moins nettes en raison de la finesse de la texture et probablement de leur fréquence moindre. L'enfouissement et les modifications diagénétiques de la matrice argileuse plus fine provoquent la lithification de la roche.

Un type particulier d'argiles des limons est le **lœss,** dépôt éolien de couleur jaunâtre qui se présente sous forme de strates massives assez épaisses et mal individualisées. Le lœss résulte d'un dépôt à partir de courants aériens transportant du matériel détritique fin en suspension. Les dépôts peuvent atteindre une épaisseur de quelques dizaines de mètres; ils sont généralement bien granoclassés, la taille des particules diminuant rapidement lorsque l'on s'éloigne de la région d'origine du limon. Les minéraux argileux sont présents en quantités variables et constituent une matrice interstitielle entre les grains de limon.

Avant d'aborder l'étude des argiles fines, il est nécessaire de rappeler brièvement la composition chimique et la structure cristalline de ces minéraux car elles jouent un rôle beaucoup plus important que dans les argiles des limons. Le réseau des phyllosilicates est constitué d'une série de feuillets élémentaires empilés les uns sur les autres.

Un premier type de minéral argileux est la **kaolinite,** dont la formule chimique peut s'écrire $Al_2Si_2O_5(OH)_4$. Le feuillet élémentaire est constitué de deux couches : l'une formée de tétraèdres dont le sommet est formé d'atomes d'oxygène et le centre d'atomes de silicium; l'autre couche est formée d'octaèdres ayant des oxygènes (ou oxhydryles) au sommet et de l'aluminium au centre. Le réseau cristallin provient de la superposition de ces feuillets élémentaires. Au microscope électronique, les cristaux de kaolinite se présentent sous forme de lamelles pseudo-hexagonales généralement bien délimitées.

L'**halloysite** est formée de feuillets de kaolinite séparés par des couches d'eau. Au microscope électronique, elle présente souvent l'aspect de tubes cylindriques dû à l'enroulement des feuillets.

Pour les autres minéraux argileux les plus importants, le feuillet élémentaire est constitué de trois couches : une couche octaédrique, avec de l'aluminium au centre et des oxygènes ou oxhydryles au sommet, située entre deux couches de tétraèdres SiO_4. Dans les minéraux du groupe de la **montmorillonite,** les atomes trivalents d'Al sont partiellement substitués par des atomes bivalents comme le Mg ou par des atomes trivalents comme le Fe^{3+}, et le silicium, tétravalent, est remplacé en partie par de l'aluminium. Ces substitutions créent dans le réseau un déficit de charge électrique qui est compensé par l'adsorption de cations métalliques (Na, Ca) entre les feuillets élémentaires. Des molécules d'eau se trouvent également en position interfoliaire, ce qui donne au minéral une capacité de gonflement ou de rétraction perpendiculairement aux feuillets élémentaires. On retrouve cette caractéristique dans un autre minéral argileux, de structure analogue, la **vermiculite,** dans laquelle les cations interfoliaires sont surtout représentés par le magnésium.

Dans les minéraux du groupe de l'**illite,** le feuillet élémentaire est identique à celui de la montmorillonite mais les substitutions isomorphiques intéressent les tétraèdres SiO_4 (Al^{3+} à la place de Si^{4+}) alors qu'il n'y a pas de substitution au niveau des octaèdres. Le déficit de charge est compensé par du potassium interfoliaire.

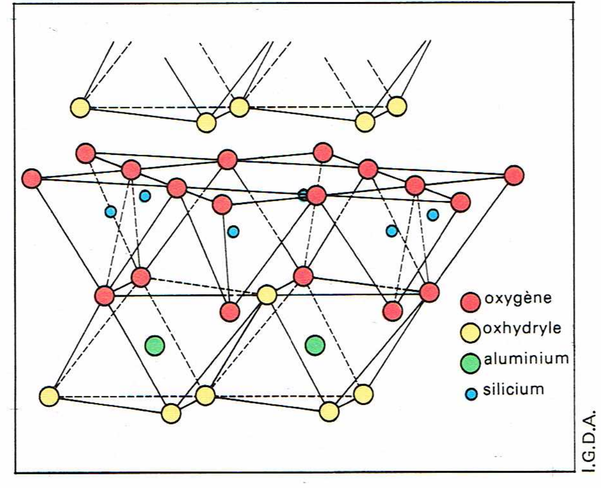
Dans les minéraux du groupe de la **chlorite,** le réseau est constitué d'une alternance de feuillets de type illite et de couches de $Mg(OH)_2$ ayant une structure identique à celle de la brucite. Les substitutions isomorphiques sont extrêmement variées : on observe, par exemple, la substitution du Si par Al dans les tétraèdres, et d'Al par Mg, Fe, Ni ou Cr dans les couches octaédriques.

Certaines argiles sédimentées dans des milieux à forte salinité (par exemple, dans des lagunes ou des lacs de régions arides) contiennent des minéraux comme l'**attapulgite,** la **sépiolite** et la **palygorskite,** qui n'existent pas habituellement dans les argiles communes. On rencontre également des minéraux interstratifiés à couches mixtes; ils sont formés par la superposition, plus ou moins régulière, de feuillets élémentaires ayant une composition et une structure caractéristiques des diverses familles des minéraux argileux (par exemple, interstratification d'illite-montmorillonite, d'illite-chlorite, de montmorillonite-vermiculite, etc.).

Les minéraux argileux se forment en grande partie au cours de l'altération météorique des roches et surtout pendant les processus de pédogenèse (formation des sols); ils sont ensuite transportés en milieu aqueux vers les zones de sédimentation. Contrairement à celle des autres minéraux détritiques, la composition des minéraux argileux subit d'importantes modifications au cours du transport et de la diagenèse. D'autre part, ils peuvent se former par synthèse à partir des ions présents dans les solutions interstitielles. Ainsi, la composition minéralogique des argiles fines est le résultat de processus très divers : elles peuvent être en partie détritiques (il y a alors héritage); elles peuvent provenir de la modification des réseaux cristallins d'autres phyllosilicates (il y a dans ce cas transformation); enfin, si elles précipitent directement à partir des substances en solution, il y a néoformation. Les minéraux interstratifiés représentent les divers stades de transformation des phyllosilicates et se rencontrent aussi bien dans les sols que dans les sédiments et les roches argileuses.

Les associations minéralogiques présentes dans les argiles représentent les conditions dans lesquelles a eu lieu la diagenèse mais conservent généralement des traces importantes de la composition minéralogique qui existait au début de la sédimentation. Par exemple, dans les sédiments argileux marins actuels, on observe souvent une diminution progressive et régulière de la teneur en kaolinite quand on s'éloigne de la côte. Ce phénomène se rencontre également dans les formations anciennes; il permet ainsi d'effectuer une reconstitution paléogéographique de la ligne de côte au moment de la sédimentation.

Cations (sodium, calcium, etc.)
nH_2O
oxygène oxhydryle aluminium, fer, magnésium
silicium, ou parfois aluminium
I.G.D.A.



▶ *En haut, réseau de la* montmorillonite *(d'après Grim L.E.)* [Clay Mineralogy, *Mac Graw Hill Book Corp, 1953*]. *Au-dessous, réseau cristallin de la* kaolinite *(d'après Gruner et Grim).*


Binois - Pitch

▲ *Les* **argiles fines** *sont subdivisées en* **argiles résiduelles,** *formations d'étendue limitée, et en* **argiles transportées** *qui comprennent des dépôts formés dans divers milieux sédimentaires, continentaux ou marins. Ici, des traces laissées dans l'argile par la faune des zones humides.*

Les **argiles fines** sont classiquement subdivisées en *argiles résiduelles,* qui restent sur le continent, et en *argiles transportées,* sédimentées dans des zones diverses. Le groupe des argiles transportées, très vaste, peut être subdivisé suivant le milieu de sédimentation si la composition chimique et minéralogique des argiles est caractéristique de ce milieu.

— Les *argiles résiduelles* anciennes constituent des formations d'étendue très limitée et très variable. Elles sont différentes des autres roches sédimentaires détritiques car elles n'ont pas subi de transport et peuvent donc être considérées comme des paléosols. Par la suite, un transport à courte distance peut intervenir (il s'agit, le plus souvent, d'un transport de type éluvial ou colluvial) avant le dépôt définitif. La composition minéralogique des argiles résiduelles est caractéristique : la kaolinite domine, et les autres minéraux argileux sont pratiquement absents dans le cas où les processus de pédogenèse sont suffisamment longs, et où les conditions climatiques et géomorphologiques provoquent une dégradation très importante des sols avec une exportation complète des cations métalliques. Une altération encore plus poussée conduit à l'élimination de la silice et à la formation de dépôts d'hydroxydes de fer et d'aluminium (bauxites et latérites). Les argiles résiduelles ont une couleur blanc laiteux et contiennent parfois du limon et du sable quartzeux en quantités assez importantes. Elles sont massives et dépourvues de stratification. Elles peuvent également contenir des hydroxydes de fer et d'aluminium, ce qui confère au dépôt une couleur rouge.

— Les *argiles transportées* comprennent les dépôts formés dans divers milieux sédimentaires, continentaux ou marins. L'attribution d'une roche argileuse à un milieu de sédimentation déterminé s'effectue selon des critères minéralogiques, chimiques et granulométriques. Cette détermination est souvent délicate et peut être confirmée par l'étude d'un éventuel contenu paléontologique de la roche.

Les **argiles glaciaires** sédimentent dans les lacs des régions glaciaires et présentent généralement la structure caractéristique des varves. Sous des conditions climatiques froides, l'altération chimique est pratiquement inexistante; seule l'altération à caractère physique a lieu. L'action de broyage des glaciers en mouvement sur le matériel détritique donne naissance à une grande quantité de matériaux clastiques très fins, constitués des principaux minéraux présents dans la roche de départ. La composition minéralogique des argiles glaciaires est la suivante : parmi les minéraux détritiques, le quartz, la calcite, la muscovite et la chlorite prédominent dans la fraction sableuse; parmi les minéraux argileux, l'illite et la chlorite dominent. Les principaux facteurs qui influencent la composition des argiles glaciaires sont : la nature des anciennes couvertures sédimentaires ou des manteaux d'altérations préglaciaires ou interglaciaires qui participent à l'alimentation des moraines; l'altération physique dominante des climats préglaciaires.

Les **argiles fluviatiles** sont assez répandues et se déposent sur de grandes surfaces au moment des crues des fleuves. Ces argiles transportées ont une composition identique à celle des roches mères ou des sols des bassins versants. On y trouve généralement des quantités assez abondantes de limon, et parfois des matières organiques provenant de la végétation palustre et de petites quantités d'hydroxydes de fer.

Les **argiles lacustres** présentent des caractéristiques analogues à celles des argiles fluviatiles et une composition minéralogique variable. Les minéraux argileux sont généralement hérités et sont accompagnés d'autres minéraux comme la calcite, la pyrite ou la sidérite. A cette sédimentation détritique s'ajoute une sédimentation chimique qui provoque la transformation des argiles héritées. On y rencontre, en effet, de la kaolinite héritée et des montmorillonites et illites transformées. D'autre part, dans certains lacs salés de régions désertiques, des néoformations peuvent apparaître. L'attapulgite, l'illite et



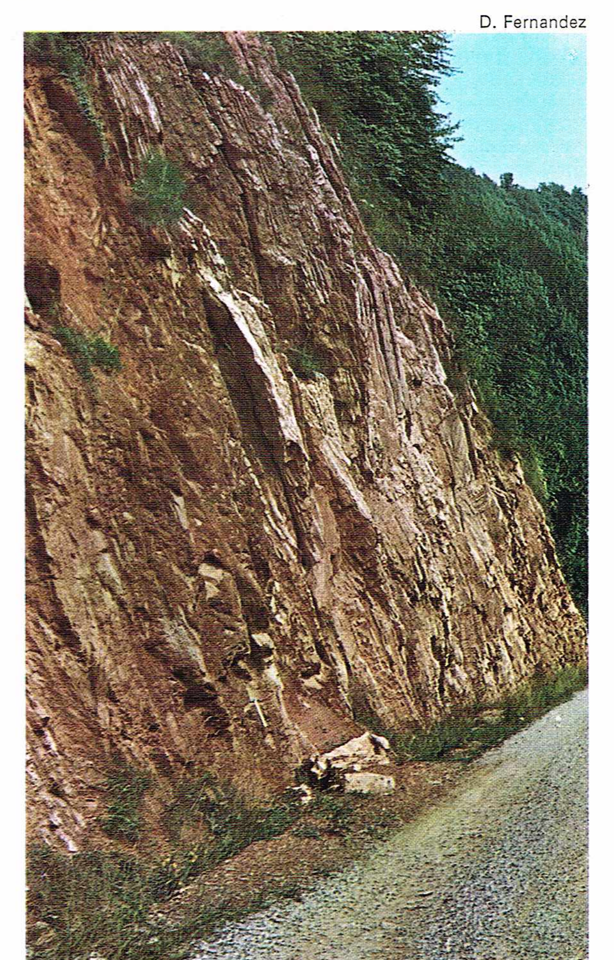
D. Fernandez

▲ *Les argiles sont très répandues dans les Apennins et provoquent la morphologie caractéristique des calanques (Toscane).*

d'autres minéraux évaporitiques sont très fréquents dans les **argiles lagunaires.**

Les **argiles marines** constituent le type le plus courant parmi les argiles transportées : elles se distinguent des argiles continentales par les fossiles et microfossiles qu'elles contiennent. La composition minéralogique des argiles marines est très variable : les phyllosilicates à trois couches, c'est-à-dire illite et montmorillonite, chlorite et parfois kaolinite, sont prédominants, surtout près des côtes. On y trouve également une certaine quantité de sulfures, d'hydroxydes ou de carbonates de fer. Le carbonate de calcium est fréquent et provient d'une précipitation chimique ou de tests de microfossiles. Quand la teneur en calcaire est comprise entre 25 et 75 %, les roches argileuses peuvent être appelées des **marnes.** Si les teneurs sont inférieures ou supérieures à ces pourcentages, on parle respectivement d'*argiles calcaires* et de *calcaires argileux.*

D. Fernandez



▶ *Couches subverticales d'argiles rouges du Crétacé supérieur (Lombardie).*

Les argiles marines peuvent contenir de la silice amorphe soit sous forme de restes d'organismes (spicules d'Éponges, tests de Radiolaires et de Diatomées), soit en imprégnations d'opale. La silice qui est présente en solution ionique ou colloïdale peut précipiter en même temps que le matériel argileux; il y a alors formation d'argiles siliceuses. Celles-ci contiennent, en effet, un pourcentage de silice trop important pour être attribué aux seuls minéraux argileux et qui est dû à la présence de quartz détritique ou de débris siliceux d'organismes. Au fur et à mesure de l'augmentation de la teneur en silice, on passe à des « silex » contenant des impuretés argileuses et appelés **porcellanites.**

Les **argiles noires** constituent un type particulier. Elles doivent leur couleur aux quantités importantes de matière organique et de sulfure de fer qu'elles contiennent. Ce type d'argiles est relativement rare car il requiert des conditions de milieu très particulières. En effet, l'apport clastique doit être réduit et les eaux ne doivent pas être renouvelées par la circulation normale des courants. Elles s'appauvrissent ainsi en oxygène et l'activité organique, faible ou nulle sur le fond, n'y permet pas l'élimination des matières animales. D'autre part, la présence d'hydrogène sulfuré dans l'eau profonde et dans l'eau interstitielle des sédiments provoque la précipitation de sulfure de fer et parfois de sulfures d'autres éléments (cuivre...). Ces conditions se rencontrent dans des mers intérieures à faibles marées et dans des bassins fermés dits euxiniques.

Les argiles noires représentent un type exceptionnel; en effet, les argiles ont habituellement une couleur grise à verte, ou parfois rouge. Dans ce dernier cas, relativement fréquent, elles sont souvent associées à des grès et parfois à des conglomérats de même couleur. Ces formations détritiques, brun-rouge, étaient considérées comme ayant une origine continentale. En réalité, toutes les argiles rouges ne sont pas continentales. Leur couleur est due à la présence d'oxydes et d'hydroxydes de fer adsorbés à la surface des particules argileuses, et elles existent actuellement en milieu marin profond sous forme de boues rouges.

LES CALCAIRES

Les **calcaires** sont des roches sédimentaires d'origines diverses (chimique, organique, détritique) qui ont, en général, un pourcentage élevé de $CaCO_3$ sous forme de calcite, celle-ci pouvant constituer plus de 50 % de la roche. Dans le cas de roches détritiques, il est nécessaire de considérer la composition des fragments par rapport au pourcentage de ciment secondaire. Dans les calcaires, peuvent exister des termes de transition avec les autres groupes de roches sédimentaires. S'ils contiennent des quantités importantes de matériel argileux, on passe progressivement à des marnes puis aux argiles. Au contraire, si la phase non calcaire est constituée par du quartz ou des silicates détritiques de la taille de grains de sable, on a un calcaire gréseux. Les calcaires peuvent aussi contenir de la dolomite, en quantités variables, et constituer ainsi les stades de transition jusqu'au groupe des dolomies; enfin, s'ils sont imprégnés de silice diffuse sous forme d'opale, on a le terme de passage aux silexites (calcaire siliceux).

La solubilité du carbonate de calcium dans l'eau est assez faible et augmente en présence de HCO_3^- formé par dissolution de l'anhydride carbonique dans l'eau et l'ionisation de l'acide carbonique H_2CO_3. Le calcium est le cation le plus abondant en solution dans les fleuves et les lagunes, ainsi que dans l'eau de mer. Si les conditions physico-chimiques sont telles que l'eau s'appauvrit en anhydride carbonique, la solubilité de $CaCO_3$ diminue et il y a précipitation. Le carbonate de calcium peut précipiter sous deux formes minéralogiques : l'aragonite, orthorhombique, et la calcite, rhomboédrique. La structure cristalline de l'aragonite est instable dans les conditions diagénétiques primaires : ce minéral se forme très facilement à partir de sels en solution mais a tendance à se transformer en calcite.

Les processus sédimentaires qui sont à l'origine de la formation calcaire sont souvent de nature biochimique ou chimique. Dans le premier cas, le carbonate de calcium en solution dans les eaux marines ou lacustres est fixé par les organismes dont il constitue le squelette plutôt sous forme d'aragonite que de calcite. Après la diagenèse,


D. Mercier - Pitch


C. Bevilacqua

▲ *A gauche, un type de* **calcaire de biostrome :** *un calcaire en « chou-fleur » constitué de restes d'Algues et d'indusies de phryganes (Oligocène; Montaigu-le-Blin, Limagne).*
A droite, **dépôts calcaires** *formés à partir d'eaux thermales sursaturées en carbonate de calcium (Pamukkale, Turquie).*

les dépôts calcaires organogènes sont uniquement formés de calcite. Ces organismes à squelette calcaire peuvent être fixés (coraux, Algues calcaires, etc.) ou libres. Les tests de ces organismes se sédimentent à la mort des individus ou sont libérés pendant les périodes de reproduction. L'accumulation des parties calcaires des organismes, surtout marins, peut produire des dépôts très épais et de grande extension.

Le carbonate de calcium sédimente également à la suite de processus biologiques, comme ceux dus aux Algues. Celles-ci absorbent par photosynthèse l'anhydride carbonique en solution, ce qui modifie les conditions physico-chimiques du milieu et provoque la précipitation d'une fine poudre d'aragonite se déposant sur le fond. De même, les processus biologiques de certaines espèces de Bactéries provoquent une libération d'ammoniac et donc une alcalinisation du milieu qui peut causer la précipitation de carbonate de calcium. Les calcaires d'origine organogène sont assez semblables à ceux de sédimentation chimique pure du carbonate de calcium. Cette précipitation chimique se produit à la suite d'une sursaturation des eaux favorisée par un climat chaud et aride, soit dans un milieu continental, soit dans un milieu marin sans communication avec la mer ouverte (bassins à circulation faible). Ce type de calcaires, assez répandu, peut être associé à des évaporites, bien que la précipitation de $CaCO_3$ dépende beaucoup plus de la perte d'anhydride carbonique du milieu que de l'évaporation de l'eau.

Les calcaires d'origine biochimique et chimique sont également appelés *autochtones,* parce qu'ils ont sédimenté à l'endroit de la formation du carbonate de calcium sans qu'il y ait eu transport. Il existe un second groupe de calcaires, appelés *allochtones,* qui sédimentent à la suite de l'érosion et du transport, sous forme détritique, de matériel calcareux préexistant. L'érosion peut survenir après la diagenèse et l'émersion des calcaires, à cause d'une érosion intense sur le continent. Cependant, elle peut également avoir lieu juste après la sédimentation du matériel calcaire autochtone; dans ce cas, il y a resédimentation après un transport plus ou moins long à l'intérieur du bassin sédimentaire. Les calcaires allochtones ont généralement l'aspect de roches détritiques à grains plus ou moins grossiers.

Il arrive souvent qu'une roche ou un sédiment calcaire ait une origine mixte parce qu'il est constitué de matériel d'origine diverse. Par exemple, les *calcaires oolithiques* sont constitués de petites sphérules : les oolithes, qui proviennent de l'agrégation de boue calcaire d'origine chimique autour d'un noyau; par la suite, elles ont été transportées et déposées à la façon d'un sédiment détritique sableux. Il en est de même pour les calcaires détritiques organogènes, qui sont sédimentés en partie près du lieu d'origine et qui proviennent, d'autre part, de différents endroits du bassin sédimentaire après un transport plus ou moins long (matériel bioclastique).

La classification des calcaires est complexe car les phénomènes diagénétiques (circulation de solutions, recristallisations, etc.) masquent les caractères primaires, surtout pour les calcaires fins. Ils sont généralement séparés en quelques groupes d'après leurs caractéristiques macroscopiques et leur origine.

● Parmi les **calcaires autochtones,** les calcaires de bioherme, les calcaires de biostrome et certains types de calcaires pélagiques ont une origine organique.

Les **calcaires de bioherme** ou de récifs sont constitués de restes squelettiques d'organismes aquatiques. Les biohermes sont des amas de ces organismes constructeurs qui se développent dans certaines zones des fonds marins, à faible profondeur et dans des conditions de milieu favorables à la vie. Certains biohermes peuvent également se former en milieu lacustre. Le fond marin entourant le bioherme est constitué de sédiments variés (détritiques ou organiques). Les biohermes sont en relief par rapport aux bassins de sédimentation, et leur sommet est en général émergé (atolls, barrières de coraux). Leurs dimensions peuvent varier de quelques mètres pour les plus petites associations d'organismes constructeurs jusqu'à des dizaines, voire des centaines de mètres pour les grandes barrières. Un très bel exemple de bioherme se rencontre en Bourgogne aux environs de Mailly-le-Château.

Dans les séries géologiques, les biohermes sont souvent plus ou moins dolomitisés; l'aspect caractéristique est lentiforme ou en intercalations massives dans des roches sédimentaires stratifiées (calcaires, argileuses). Les calcaires qui les constituent sont formés de restes calcitiques d'organismes constructeurs fixés ou parfois libres.

▶ *Lame mince en lumière* **polarisée de** calcaire **pélagique.** *Les débris calciques organogènes sont dispersés dans une masse calcaire cryptocristalline. Au centre, un article de* Saccocoma, *Crinoïde pélagique. Les fragments en dents de scie en bas à gauche sont des aptychus (opercule d'Ammonite) [Jurassique; Bergame]. Page ci-contre, en haut à gauche, section polie* d'albâtre calcaire; *à droite, couches verticales de* calcaire argileux *séparées par des lits plus argileux (Jurassique; Bergame).*

Les espaces situés entre ces organismes sont parfois vides, ce qui confère à la roche une très grande porosité. Cependant, le plus souvent, les espaces sont totalement remplis par des débris de calcaire organogène provenant des organismes de surface. Le remplissage peut également être constitué par du calcaire de précipitation chimique à la suite d'un déficit important en anhydride carbonique de l'eau de mer. Ce phénomène donne naissance à un ciment secondaire de calcite limpide, bien cristallisée, formée au cours de la diagenèse. La porosité primaire élevée des calcaires de bioherme facilite la dolomitisation et la circulation des eaux interstitielles à partir desquelles se fait la précipitation. C'est pourquoi la structure originelle, essentiellement de nature organique (fossiles), est masquée.

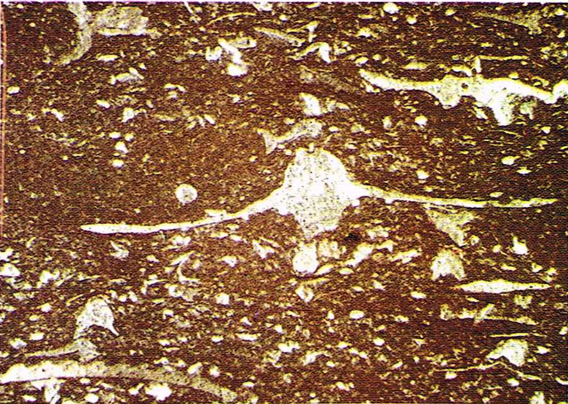
Les organismes constructeurs de biohermes appartiennent à divers groupes biologiques dont certains existent encore à l'heure actuelle. Parmi eux, les Algues constituent le groupe le plus important. Elles peuvent fixer le carbonate de calcium dissous dans l'eau; ainsi, leur thalle, qui durcit, est imprégné de sédiment calcaire fin d'origine variable (détritique, chimique ou biochimique). Depuis le Tertiaire jusqu'à l'époque actuelle, les organismes constructeurs les plus fréquents dans les biohermes sont les Algues du genre *Lithothamnium* (Rhodophycée) et *Halimeda* (Chlorophycée). Les calcaires construits contiennent des organismes fixés comme les coraux, des organismes fossiles comme les Stromatopores et les Archéocyatidés (Paléozoïque), des Bryozoaires et des Rudistes (Crétacé supérieur). Les Lamellibranches, Gastéropodes et Brachiopodes s'y trouvent également en grandes quantités. Parmi les Foraminifères (organismes unicellulaires généralement microscopiques), on trouve des Fusulines de grande taille dans des biohermes paléozoïques et des Alvéolines très développées au Tertiaire.

Les **calcaires de biostrome** se forment dans un milieu analogue à celui qui favorise la croissance des biohermes. Il s'agit donc de fonds marins peu profonds (néritiques), avec des eaux limpides sans apports détritiques et sursaturées en CO_3Ca en raison de la température élevée. Ces dépôts sont essentiellement constitués de restes calcaires d'organismes benthoniques du type Mollusques, Échinodermes, Brachiopodes, Algues, etc., sédimentés dans leur milieu de vie sans avoir subi ni transport ni action des courants.

Les calcaires de biostrome se distinguent des calcaires de bioherme par le fait qu'ils s'étendent sur des zones très vastes comparativement à leur épaisseur, et surtout par le fait qu'ils sont stratifiés en bancs d'épaisseur variable (quelques mètres) séparés par des lits de calcaire plus argileux et pauvres en fossiles. Les bancs calcaires représentent l'accumulation de restes d'organismes sur de grandes étendues des fonds marins, alors que les niveaux plus argileux sont le résultat d'une sédimentation chimique ou détritique pendant des périodes défavorables à la vie. Les calcaires de biostrome contiennent également des quantités importantes de matrice calcaire fine, interstitielle entre les restes fossiles, provenant de la diagenèse d'une boue calcaire (plus ou moins argileuse) de précipitation chimique ou biochimique. Le rapport quantitatif entre la matrice et les restes d'organismes peut varier à l'intérieur d'une couche suivant les changements des conditions de milieu au cours de la sédimentation. Les stromatolithes (Précambrien supérieur et base du Paléozoïque) constituent un type particulier. Ces roches sont constituées de couches régulières de calcaire ayant une structure laminée caractéristique, que l'on interprète comme résultant de l'action d'organismes végétaux fossiles ou comme le produit de leur activité biologique.

Les calcaires de biostrome sont donc assez semblables aux autres roches calcaires (lumachelle, etc.) formées de restes d'organismes sédimentés en milieu marin. La distinction entre autochtonie et allochtonie est délicate car le transport qu'ont pu subir ces organismes est très variable.

Les **calcaires pélagiques** sont des roches à grain fin, généralement compactes (parfois pulvérulentes), de couleur grise à blanchâtre. Ces calcaires, d'origine organogène, proviennent de l'accumulation de minuscules tests calcaires d'organismes unicellulaires planctoniques ou benthoniques en milieu marin, à profondeur variable. Le carbonate de calcium qui forme les tests de ces organismes est extrait de l'eau de mer, sans qu'il y ait eu de transport. La roche qui en dérive est par conséquent autochtone. La quantité de matière organique de ces roches est assez faible parce que les organismes qui s'y déposent ont déjà abandonné leur protoplasme au cours de la reproduction.


Archives Photo B

Les organismes participant à la formation des calcaires pélagiques sont des Foraminifères planctoniques et benthoniques, ainsi que des Flagellés planctoniques parmi lesquels les Coccolithophoridés sont les plus importants. Les coccolithes sont des petites plaques elliptiques à structure fibro-radiée qui ont la dimension du micron. Elles peuvent constituer des formations géologiques très importantes, comme celle de la craie (calcaire blanc et friable) mésozoïque qui s'étend dans le bassin de Paris et en Angleterre méridionale.

Du point de vue paléogéographique, on peut essayer de rapprocher les calcaires pélagiques des actuelles boues à Globigérines (Foraminifères planctoniques) qui recouvrent de grandes zones des fonds océaniques éloignées des côtes, à des profondeurs comprises entre 2 000 m et 5 000 m. En fait, le point essentiel, à cet égard, est l'absence d'apports détritiques au cours de la formation des calcaires pélagiques. Il faut alors imaginer la présence d'un haut-fond sous-marin ou partiellement émergé (chapelet d'îles parallèles à la côte) qui protégerait la zone de sédimentation des apports détritiques venant du continent. Cependant, les actuelles boues à Globigérines n'existent pas à des profondeurs supérieures à 5 000 m car les petits fragments calcaires sont dissous dans les eaux océaniques profondes, riches en anhydride carbonique.

Certains types de calcaires pélagiques ont une origine purement chimique. Ils sont macroscopiquement identiques aux calcaires d'origine organique mais sont toujours compactés et cimentés par recristallisation diagénétique du carbonate de calcium. En lame mince, au microscope, on peut voir qu'ils sont constitués de calcite microcristalline, sans aucune trace de débris organiques.

La sédimentation chimique du carbonate de calcium est favorisée par la circulation océanique, qui amène en surface les eaux profondes riches en ce sel. La diminution de la pression hydrostatique, l'augmentation de la température et l'agitation provoquent la dispersion d'une partie de l'anhydride carbonique dissous dans l'atmosphère et donc la précipitation de $CaCO_3$. Pour que la sédimentation de calcaires pélagiques d'origine chimique ait lieu, il est nécessaire d'avoir un bassin marin à circulation limitée dont la concentration en sels dissous augmente progressivement du fait de l'évaporation. Ces conditions sont parfois réalisées dans des mers peu profondes sous climat chaud (par exemple, les côtes du golfe Persique, les îles Bahamas, les lagunes des atolls coralliens). La concentration en $CaCO_3$ atteint et dépasse la saturation, et il y a précipitation brusque sous forme d'une fine poudre d'aragonite. D'autre part, si les eaux des fonds océaniques sont sursaturées en carbonate de calcium, de grandes surfaces des fonds marins peuvent être recouvertes d'une fine boue calcaire d'origine chimique. La diagenèse de ce type de sédiments conduit à des calcaires pseudoconglomératiques car les apports détritiques, de tailles diverses, sont englobés dans un ciment secondaire.

Les calcaires blancs purs, microcristallins, se délitent généralement selon des surfaces de stratification extrê-

▶ *Page ci-contre, dans la marge : en haut, section* **polie de** lumachelle *(Trieste); en bas,* **calcarénite** *à grains calcaires et dolomitiques; on peut voir des prismes calcitiques correspondant à des restes de Lamellibranches, du quartz et des phyllosilicates (Crétacé supérieur; Bergame) [lame mince en lumière polarisée].*



C. Bevilacqua



D. Fernandez

mement planes. Cette particularité donne à beaucoup de calcaires pélagiques d'origine chimique les qualités de pierre lithographique : c'est, par exemple, le cas du calcaire de Solenhofen (Bavière) déposé dans une lagune corallienne au Jurassique. Des fossiles et les structures d'organismes comme les méduses sont conservés dans ce calcaire, ce qui témoigne de l'extrême finesse du sédiment originel.

Certains calcaires pélagiques peuvent avoir une origine détritique qu'il est difficile de reconnaître, car la diagenèse masque la texture originelle.

Souvent, les calcaires pélagiques contiennent des quantités variables d'argiles : ils sont alors appelés des *marnes*. Ce terme, qui regroupe des roches d'origines diverses, correspond en fait à un mélange de minéraux argileux et de calcaire organogène ou de précipitation chimique. Les marnes, les calcaires argileux et les argiles calcaires sont les roches sédimentaires les plus fréquentes en milieu marin et en milieu lacustre. En effet, les *calcaires lacustres* sont généralement argileux et la calcite est d'origine chimique.

Souvent, les calcaires lacustres ont une couleur noirâtre due au pourcentage élevé de matière organique provenant du plancton, abondant dans les eaux lacustres. Les calcaires lacustres peuvent contenir des oogones (organes reproducteurs) de Characées, plantes imprégnées de calcaire qui poussent encore actuellement sur les rives de certains lacs. La recristallisation qui a lieu au cours de la diagenèse donne un aspect conglomératique aux calcaires lacustres.

Les **travertins** et les **albâtres calcaires** sont également des calcaires autochtones déposés en milieu continental (fluviatile et dans les grottes). Ils sont assez fréquents au Quaternaire. Les travertins sont des dépôts lités, vacuolaires, qui se forment aux émergences des sources calcaires. Ils renferment souvent des débris végétaux bien conservés (empreintes de feuilles), dans le travertin de Sézanne d'âge éocène par exemple. Les albâtres calcaires sont des dépôts compacts, zonés, qui se forment à partir de la dissolution et de la reprécipitation de la calcite en région karstique (stalactites et stalagmites des eaux souterraines).

● Les **calcaires allochtones** ou **détritiques** sont formés de fragments de carbonate de calcium d'origine variée qui sont transportés, puis déposés, de la même façon que les autres sédiments clastiques. D'après la taille des grains, on distingue : les *calcirudites* à grain grossier analogues aux conglomérats, les *calcarénites* à grain moyen, et, enfin, les *calcilutites* à grain fin.

Les *conglomérats extraformationnels à galets calcaires,* ou **calcirudites extraformationnelles,** se forment par sédimentation de galets en milieu continental ou marin. Cette formation demande des conditions climatiques et géomorphologiques exceptionnelles; en effet, en climat tempéré, le calcaire a tendance à passer en solution, le seul résidu solide étant du matériel argileux. Les galets calcaires peuvent provenir d'une érosion glaciaire ou d'une érosion fluviatile très rapide.

Les *conglomérats intraformationnels à galets calcaires,* ou **calcirudites intraformationnelles,** proviennent d'une érosion sous l'eau, du transport puis du dépôt de sédiments calcaires non encore lithifiés. On distingue, suivant l'origine chimique ou organique des fragments calcaires, les lithocalcirudites et les biocalcirudites.

Les **lithocalcirudites** intraformationnelles sont constituées de fragments calcaires fins noyés dans une matrice de même nature. Les fragments peuvent être accolés les uns aux autres ou isolés dans la matrice selon le type de courant qui les a transportés.

Les **biocalcirudites** intraformationnelles sont des calcaires clastiques constitués de restes d'organismes transportés puis déposés sous l'action des courants. Les *lumachelles* sont les plus typiques. Elles sont constituées de coquilles de Mollusques et de Brachiopodes, parfois de restes d'Ammonites, de Trilobites, de Nummulites (calcaires nummulitiques) et d'autres organismes en général de mêmes dimensions. Elles se distinguent des calcaires de biostrome sous plusieurs aspects : la fragmentation de certains fossiles, la présence de valves isolées, les organismes qui ne sont pas en position de vie alors qu'ils le sont dans les biostromes, et surtout une dimension uniforme des organismes qui confère un certain classement granulométrique au dépôt. En outre, le ciment qui se trouve entre les fragments est constitué de calcite grossièrement cristallisée. Notons que dans les calcaires de biostrome, les fossiles ont des dimensions variables et sont noyés dans une matrice de calcite microcristalline plus ou moins argileuse. En outre, les associations rencontrées dans la roche correspondent aux associations biologiques de ces animaux vivants (biocénose). En revanche, dans les lumachelles, la dimension uniforme des fossiles est une conséquence du transport et il n'est pas possible d'effectuer une reconstitution paléoécologique ou une datation paléontologique.



C. Bevilacqua

Les biocalcirudites peuvent également être formées de débris d'organismes constructeurs (Algues, coraux...). Certaines Algues présentent une structure concentrique entourant un noyau de calcaire microcristallin. Ce type de calcaire, appelé *calcaire pisolithique,* se forme dans des conditions identiques à celles des calcaires oolithiques.

Les **calcarénites** sont des roches calcaires détritiques dont les grains ont la taille du sable et sont noyés dans un ciment de calcite grossièrement cristalline.

Les *calcarénites extraformationnelles* sont peu répandues et proviennent de l'érosion de calcaires sur le continent. Elles sont formées de sable calcaire pouvant contenir des microfossiles, et parfois de grains de quartz, de feldspath et de silicates, ce qui les distingue des calcarénites intraformationnelles qui en sont dépourvues. Les *calcarénites intraformationnelles* sont constituées de grains calcaires à texture fine, de microfossiles ou d'oolithes (corpuscules calcaires sphériques à structure concentrique).

Les **lithocalcarénites** (intraformationnelles) sont formées de calcaire à grains très fins qui proviennent de l'érosion de calcaires d'origine chimique en milieu aquatique. Les grains, de forme arrondie, sont noyés dans une matrice calcaire microcristalline ou, parfois, dans un ciment de calcite limpide macrocristalline si le sable calcaire a été déposé dans une zone agitée avec un apport de limon calcaire interstitiel. La recristallisation diagénétique provoque la transformation de la majeure partie du calcaire fin en calcite macrocristalline.

Les **biocalcarénites** (intraformationnelles) sont principalement constituées de tests de microforaminifères ou de fragments calcaires d'organismes de plus grande taille. Les Foraminifères sont aussi bien planctoniques que



Archives Photo B



Archives Photo B

▲ *Lame mince en lumière polarisée de* **calcarénite organogène** *avec des restes de* **Globotruncana** *(Foraminifère pélagique) dans une matrice calcaire cryptocristalline (Crétacé supérieur; Lombardie).*
▼ *A gauche, lame mince en lumière polarisée de* **calcaire à encrines** *composé d'articles de Crinoïdes, cylindriques avec le canal axial, cimentés dans de la calcite microcristalline (Dévonien des Ardennes, Belgique). A droite,* **calcaire oolithique** *formé de petits grains arrondis, les oolithes, cimentés par de la calcite.*

benthoniques, il existe un classement granulométrique, et ils peuvent être accolés les uns aux autres comme dans les lumachelles. Il existe également des biocalcarénites à Ostracodes, formées par l'accumulation des squelettes de ces petits Arthropodes, transportés par les courants. Les biocalcarénites formées de fragments de squelettes d'organismes benthoniques (Lamellibranches, Inocérames, Crinoïdes, etc.) sont très fréquentes. Les **calcaires à encrines** sont composés d'articles et de tiges (entroques) de Crinoïdes transportés par des courants marins. Chaque article a une forme cylindrique avec un vide central, par lequel passait la tige axiale du Crinoïde; il est formé d'un cristal unique de calcite et baigne dans un ciment de calcite microcristalline, qui est souvent en continuité cristallographique avec le grain.

Les **calcaires oolithiques** sont formés de petits grains arrondis, les oolithes, cimentés par du calcaire. Ces oolithes ont une taille de l'ordre du millimètre; elles sont formées de couches concentriques déposées autour d'un nucléus : grain minéral (quartz, feldspath), fragment de coquille ou d'oolithes brisées. Au cours de la diagenèse, les oolithes peuvent acquérir une structure rayonnante où la calcite se dépose de façon radiale par rapport au noyau tout en conservant une allure concentrique. Les zones concentriques se distinguent les unes des autres par des différences de granulométrie et de couleur. Leur présence est indispensable pour que l'on puisse parler d'oolithe. Les grains arrondis des calcaires fins, des lithocalcarénites intraformationnelles et parfois des biocalcarénites, qui n'ont pas cette structure concentrique, sont des pseudo-oolithes. Au cours de la diagenèse, le ciment calcaire se transforme en une matrice de calcite limpide bien cristallisée. Les oolithes peuvent recristalliser et le noyau qui les constitue, s'il s'agit de quartz ou de feldspath, peut s'accroître et envahir l'enveloppe calcaire. Le pourtour des oolithes peut subir des dissolutions ou des recristallisations de calcite, ou encore rester intact.

Les calcaires oolithiques se déposent en couches régulières, interstratifiées avec d'autres calcarénites, des calcaires pélagiques ou encore des marnes. Les stratifications obliques, fréquentes, sont la preuve d'un transport sous l'action de courants. Le dépôt s'effectue probablement par suite du roulement du noyau sur une fine boue calcaire d'origine chimique à une profondeur de quelques dizaines de mètres.

Les oolithes que l'on peut observer dans la nature actuelle sont formées d'aragonite tangentielle à la surface des enveloppes, alors que les oolithes des calcaires anciens présentent des couches calcitiques concentriques faites de calcite radiale, en très fins cristaux. La taille des noyaux, et par conséquent celle des enveloppes, sont variables. Ces observations laissent à penser que les oolithes s'accroissent par roulement sur un fond recouvert d'une boue calcaire. Ce phénomène a lieu jusqu'à ce qu'elles atteignent une taille ne permettant plus leur maintien en mouvement par les courants. Les grains calcaires de plus grande dimension ne sont pas recouverts de couches de calcite parce qu'ils ne peuvent être roulés sur le fond. Les oolithes sont, en général, caractéristiques d'une sédimentation en milieu très agité. Les stratifications obliques montrent qu'elles peuvent subir un transport, et même être reprises par l'action des vents et emportées sur le continent, où elles forment des dunes.

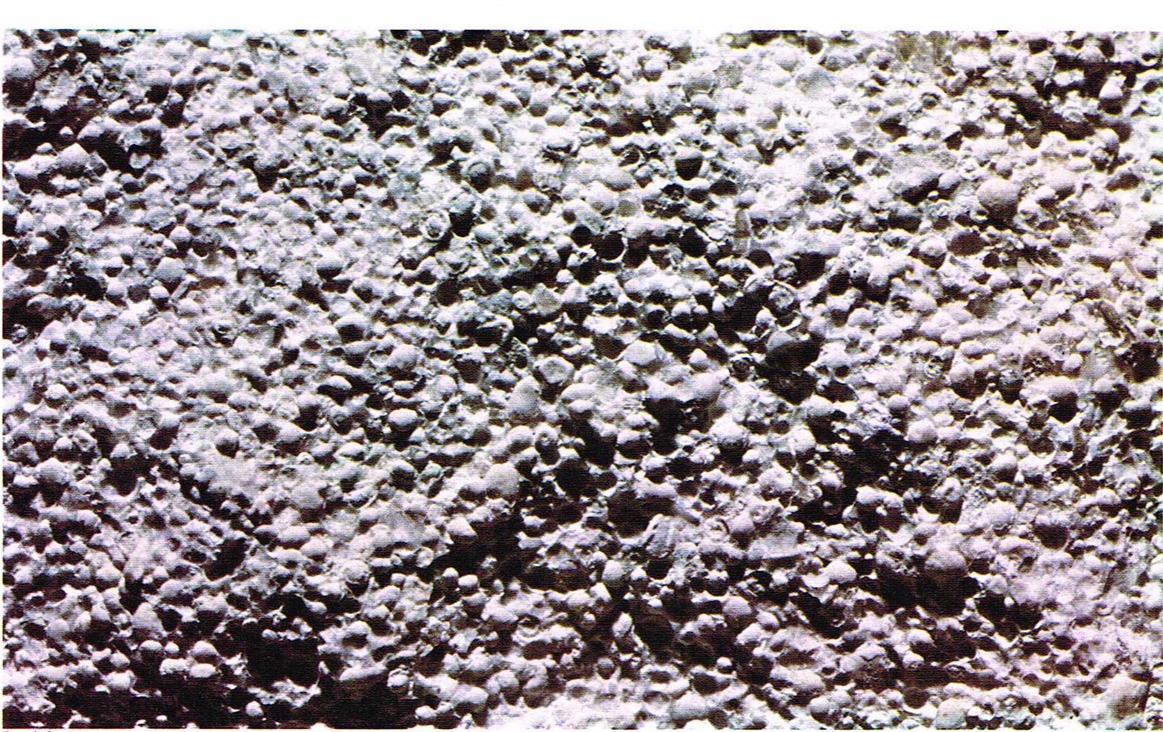
Compte tenu de la grande diversité des roches calcaires, nous ne citerons que quelques exemples typiques. Le calcaire lithographique le plus célèbre est celui de Solenhofen (Bavière), qui contient des empreintes des parties molles d'animaux très bien conservées. Les calcaires construits sont abondants depuis le Dévonien. Les calcaires à Rudistes sont très développés au Crétacé et constituent le faciès Urgonien dans les Alpes. Les calcaires d'Algues se rencontrent depuis le Précambrien jusqu'à l'époque actuelle (les calcaires pisolithiques du bassin de Paris rentrent dans cette catégorie). Les calcaires à entroques sont appelés « petit granit » dans le Carbonifère belge et le Jurassique supérieur de la Meuse. Les calcaires à Foraminifères sont très répandus : on les trouve à Fusulines au Permo-Carbonifère, à Orbitolines au Crétacé, à Milioles au Lutétien; les calcaires nummulitiques connaissent leur développement maximal au Tertiaire. Les faluns, roches formées par l'accumulation de coquilles noyées dans une matrice argilo-sableuse, sont typiques au Tertiaire en Touraine. Enfin, la craie blanche à silex est caractéristique dans le bassin de Paris et se rencontre plus particulièrement à Étretat, sur les côtes de la Manche, et à Douvres, en Angleterre.

LES DOLOMIES ET LES CALCAIRES DOLOMITIQUES

Les **dolomies** sont des roches sédimentaires assez courantes qui sont formées essentiellement d'un minéral, la dolomite, carbonate double de calcium et magnésium (Ca, Mg $(CO_3)_2$). Souvent associées aux calcaires, elles présentent toutes les transitions entre les **dolomies pures** (contenant moins de 10 % de calcite), les **dolomies calcaires** (où le pourcentage de calcite est compris entre 10 et 50 %) et les **calcaires dolomitiques** (où la calcite représente plus de 50 % de la roche). Certains calcaires ne contiennent pas de dolomite mais montrent à l'analyse chimique une certaine quantité de magnésium en substitution du calcium dans le réseau cristallin de la calcite.



Archives Photo B



Paul Starosta

Un premier groupe de dolomies, peu répandues dans les séries géologiques, correspond à des roches probablement d'origine *évaporitique,* au sens large du terme. Ces dolomies se formeraient par précipitation chimique directe à partir d'eau saturée en substances dissoutes soumise à une forte évaporation. Ces dolomies ont un aspect analogue à celui des calcaires pélagiques à texture très fine. De couleur brune (présence de matière organique), elles se présentent en formations de faible puissance, régulièrement stratifiées et dépourvues de fossiles. La dolomie de précipitation ne se rencontre qu'accidentellement dans des dépôts lagunaires, en association avec le gypse, l'anhydrite ou le sel gemme.

Un deuxième groupe, plus répandu, est constitué par des dolomies à grain grossier ayant une porosité élevée à cause des espaces intergranulaires. Ces roches, de couleur blanche à rose, représentent des variations locales dans les calcaires qui les entourent. Ces amas de dolomies plus ou moins calcareuses ont une forme et un volume variables; ils se situent dans les surfaces de discontinuité plus ou moins tectoniques (failles) des calcaires, sur les plans de stratification ou les surfaces de discordance stratigraphique. Ce type de dolomies *(dolomie secondaire)* provient de la substitution métasomatique de la calcite par la dolomite, due à des phénomènes diagénétiques tardifs avec apport de Mg par des eaux hydrothermales.

Certains auteurs ont montré que la transformation de calcite en dolomite se fait de façon stœchiométrique, c'est-à-dire qu'il y a un rapport direct entre la quantité de calcium qui passe en solution et celle de magnésium qui se fixe dans le réseau. La dolomite étant plus dense que la calcite, la dolomitisation provoquerait une diminution de volume de la roche, ce qui expliquerait la structure vacuolaire et la porosité de nombreuses dolomies secondaires. Cependant, si l'on admet que la transformation s'effectue « de volume à volume », la porosité proviendrait d'une dissolution de la calcite résiduelle au cours des phases tardives de la diagenèse.

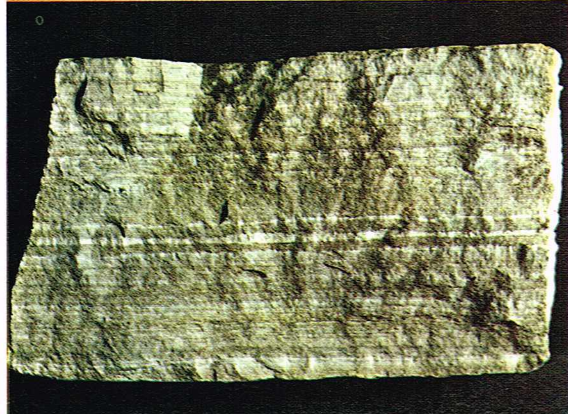
Les dolomies les plus courantes sont constituées de couches régulières relativement épaisses et étendues qui passent latéralement à des calcaires. On y rencontre aussi bien des dolomies pures que des dolomies calcaires et des calcaires dolomitiques, voire des calcaires francs, mais le pourcentage de calcite et de dolomite reste constant dans toute la formation. Au contraire, dans les dolomies secondaires, le rapport calcite-dolomite peut varier même à courte distance. Des restes de structures organiques (fossiles) et inorganiques (oolithes, etc.) sont encore bien visibles, surtout dans les dolomies calcaires et les calcaires dolomitiques, ce qui prouve que ces roches sont des *dolomies primaires,* formées probablement au cours des phases initiales de diagenèse de sédiments calcaires.

En effet, l'uniformité de composition dans chaque couche correspond aux caractéristiques physico-chimiques du milieu de sédimentation et de diagenèse. Compte tenu des produits de solubilité des sels de magnésium, la précipitation de cet élément (sous forme carbonatée ou hydroxydée) requiert des conditions de concentration et de pression partielle d'anhydride carbonique qui n'existent pratiquement pas dans les bassins sédimentaires, même évaporitiques. En réalité, un sédiment calcaire peut être transformé en dolomie par un

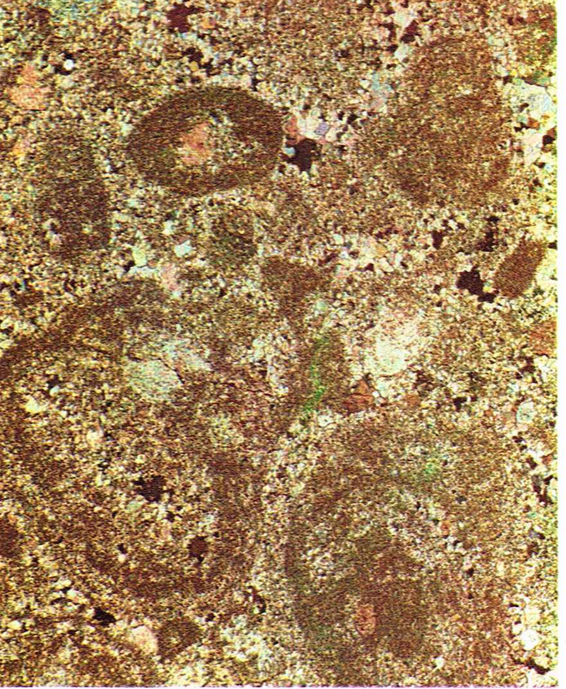


S. Prato

▲ ***Dolomie à stratification massive (cime de Lavaredo, haut Adige).***



D. Fernandez



Archives Photo B

◀ ***A gauche,*** **dolomie** ***finement stratifiée (Trias moyen près de Varèse). A droite, lame mince en lumière polarisée de*** **calcaire oolithique dolomitisé :** ***la dolomitisation a affecté toute la roche en masquant la texture originelle; seules certaines parties des oolithes sont restées calcaires à structure microcristalline (Trias supérieur; Bergame).***



C. Bevilacqua

▲ **Roche gypseuse** *d'âge miocène près d'Agrigente.*

▼▶ *Ci-dessous, alternance de* **dolomies et de calcaires dolomitiques** *(Trias; Alpes maritimes). Ci-contre, représentation schématique de la répartition des divers* **types de sédiments évaporitiques** *sur le fond d'un* **bassin lagunaire**; *les* **courbes** *indiquent les* **différentes densités de l'eau**, *les* **flèches** *la* **direction des courants** *(d'après Briggs dans Huang).*



C. Bevilacqua

phénomène d'échange entre le magnésium de la solution et le calcium de la calcite si les eaux sont saturées en sels de Mg et sont continuellement appauvries en anhydride carbonique, soit par l'assimilation chlorophyllienne des Algues, soit par dispersion dans l'atmosphère dans un milieu agité.

Les dolomies primaires se forment donc dans des mers épicontinentales de faible profondeur, dans des eaux agitées et riches en Algues planctoniques et benthoniques, sous climat chaud. Le passage latéral aux calcaires s'effectue le long d'une bande étroite, assez régulière et bien localisée, qui souligne la limite des zones du bassin où la précipitation de la dolomite peut avoir lieu. Le carbonate de calcium, d'origine chimique ou organique, est plus ou moins transformé en dolomite au cours du transport et de la sédimentation; cela conduit à une dolomie à tendance détritique (sable formé de rhomboèdres de dolomites) appelée *dolarénite*.

Les études effectuées sur les atolls coralliens actuels ont montré que les calcaires organogènes passent progressivement à des dolomies en profondeur. Certains organismes constructeurs contiennent des quantités importantes de Mg soit en solution solide dans la calcite, soit sous forme de magnésite. Les teneurs peuvent atteindre 10 % chez certains Foraminifères, Échinodermes et Crustacés, et presque 25 % dans les Algues. On rencontre, dans le massif des Dolomites, de nombreux exemples de récifs dolomitiques, mais également des couches de dolomie bien stratifiée riche en restes d'Algues (Diplopore).

Les *dolomies pures* ont toujours une texture cristalline à grains grossiers, un seul cristal pouvant atteindre une taille supérieure au millimètre. La texture originelle du sédiment calcaire dont elles dérivent est généralement totalement oblitérée, et il est difficile de reconnaître au microscope les restes d'organismes ou d'oolithes. Au contraire, dans les calcaires dolomitiques et les dolomies calcaires, on peut voir les stades intermédiaires de la dolomitisation et les restes de la texture originelle.

Dans les *calcaires dolomitiques,* la dolomite apparaît sous forme de petits rhomboèdres parfaits. Elle peut contenir des quantités importantes de fer en substitution isomorphique (ankérite). Les rhomboèdres ont une disposition quelconque entre les fragments calcaires (pseudo-oolithes, oolithes ou fossiles) ou sont noyés dans une matrice calcaire fine. Si les rhomboèdres de dolomite constituent la majeure partie de la roche, on passe aux *dolomies calcaires,* où restent seulement quelques plages de calcite résiduelle.

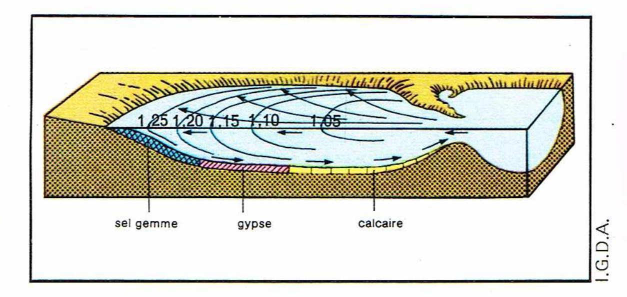
Les dolomies les plus célèbres sont, bien sûr, celles du Trias du massif des Dolomites. En France, les dolomies de remplacement sont représentées dans les gorges du Tarn (Jurassique). Parfois, la dolomitisation est incomplète; on observe des beaux exemples de remplacement partiel dans le Carbonifère marin du Boulonnais.

LES ÉVAPORITES

Les **évaporites** sont des roches sédimentaires qui proviennent de la précipitation chimique de sels dissous dans l'eau de bassins lagunaires à la suite d'une forte évaporation sous un climat chaud et aride. Les évaporites proprement dites sont constituées de sulfate de calcium (gypse et anhydrite), de chlorure de sodium (sel gemme) et de sels variés de potassium et de magnésium. La solubilité des sels détermine l'ordre progressif de précipitation au cours de l'évaporation.

Le premier composant qui précipite à partir de l'eau de mer soumise à l'évaporation est le carbonate de calcium accompagné d'une petite quantité d'hydroxyde ferrique. Ensuite, le sulfate de calcium commence à précipiter, sous forme de gypse ou d'anhydrite selon les conditions physico-chimiques du milieu.

Au cours d'expériences au laboratoire, la précipitation du chlorure de sodium commence lorsque le volume du liquide a atteint 1/10 du volume initial; puis les sulfates, chlorures et bromures plus solubles précipitent à leur tour. Dans le milieu naturel, une telle diminution de volume n'est pas nécessaire car il y a une concentration progressive dans les bassins côtiers ayant une communication



I.G.D.A.

assez étroite avec la mer ouverte. L'évaporation est intense dans le bassin en même temps qu'il y a un apport permanent d'eau de mer, ce qui provoque une forte augmentation de la salinité alors que le volume de liquide reste sensiblement le même. La diminution importante du liquide intervient dans les bassins évaporitiques continentaux et aboutit assez rapidement à un assèchement temporaire ou définitif.

La succession régulière des évaporites, depuis le carbonate de calcium jusqu'aux sels potassiques, ne se rencontre que rarement dans les séries géologiques. Le dépôt d'évaporites peut, en effet, être interrompu à cause de la disposition morphologique du bassin ou de variations des conditions climatiques ou géomorphologiques des terres émergées avoisinantes. Le rétablissement d'une circulation marine normale, ou des apports d'eau douce continentale et de matériel détritique, vont provoquer l'arrêt de la sédimentation évaporitique.

D'autre part, une série évaporitique peut commencer par du sel gemme sans qu'il y ait eu dépôt de sulfates et de carbonates au préalable. Il existe souvent une répétition cyclique de séries évaporitiques partielles, séparées par de fines couches de dépôts clastiques terrigènes qui témoignent d'un apport d'eau douce provoquant une dilution des eaux de la lagune.

Le **gypse** et l'**anhydrite** ($CaSO_4$ hydraté et anhydre) sont très courants et se présentent en couches régulières intercalées avec des argiles. Certains dépôts d'anhydrite contiennent de la dolomite en lits irréguliers et discontinus ou en rhomboèdres isolés, ainsi que de la magnésite. Les fossiles sont généralement absents, excepté quelques débris végétaux (feuilles et formes naines adaptées au milieu sursalé).

On peut se poser la question de savoir quelle était la composition minéralogique primitive des dépôts de sulfate de calcium qui sont actuellement constitués de gypse et d'anhydrite. Certains travaux montrent que le gypse se forme par hydratation secondaire de l'anhydrite pendant les derniers stades de la diagenèse. Cependant, il existe des dépôts de gypse primaires par précipitation sous forme hydratée à partir de la solution. On sait que l'anhydrite prend naissance par précipitation à partir de 40 °C, même à partir de solutions diluées. Cependant, si d'autres sels (NaCl) sont présents dans la solution, la température nécessaire à la précipitation est abaissée à 25-30 °C, de sorte que, dans les conditions normales, c'est l'anhydrite qui se dépose et non le gypse. D'autre part, l'anhydrite précipite d'autant plus facilement que la concentration en sels dissous est élevée. Ainsi, dans les formations évaporitiques, le gypse devrait précipiter d'abord et laisser place à l'anhydrite au fur et à mesure du confinement du bassin. Au total, compte tenu de la solubilité élevée de ces minéraux, les changements minéralogiques qui surviennent au cours de la diagenèse sont très importants et la structure originelle est masquée.

Lorsque la cristallisation du gypse se produit au sein de marnes, c'est-à-dire lorsque les germes de cristallisation sont rares, de gros cristaux se forment (en fer de lance ou en pied d'alouette). Ce type général de cristal est parfois désigné par le terme de sélénite.

Le **sel gemme** (NaCl) se rencontre souvent sous forme d'amas en forme de dômes (diapirs) de dimensions importantes (diamètre de l'ordre du kilomètre) ; cela est dû à une déformation plastique de la roche et à son ascension dans les roches encaissantes plus denses. Il existe également du sel gemme déposé en couches régulièrement stratifiées. La solubilité très grande du sel gemme interdit son existence en profondeur, et il apparaît à la surface terrestre sous climat très aride. Certains dépôts de sel gemme qui n'ont pas été altérés par la diagenèse et les remaniements tectoniques se présentent en lits alternés de sel gemme limpide et opaque, interstratifiés avec de petits niveaux d'anhydrite et de dolomite.

Les lits de sel gemme opaque contiennent de nombreux pores remplis d'une solution aqueuse de chlorure de sodium et d'autres sels. Les pores délimitent la forme des cristaux de sel gemme précipités directement à partir de la solution concentrée. Ces petites pyramides concaves, avec une surface en escaliers, sont produites par des phénomènes de tension superficielle au cours de la cristallisation du chlorure de sodium à la surface de la solution qui s'évapore, de la même façon que ce que l'on observe actuellement dans les marais salants. Ces couches de sel gemme opaque proviennent donc de la sédimentation d'une croûte superficielle de sel gemme, croûte craquelée par le mouvement de l'eau. Le sel gemme limpide, dépourvu de pores, est constitué de minéraux cubiques et se forme directement sur le fond des bassins évaporitiques pendant des périodes où toute la masse d'eau, et non seulement la couche superficielle, est saturée en chlorure de sodium.

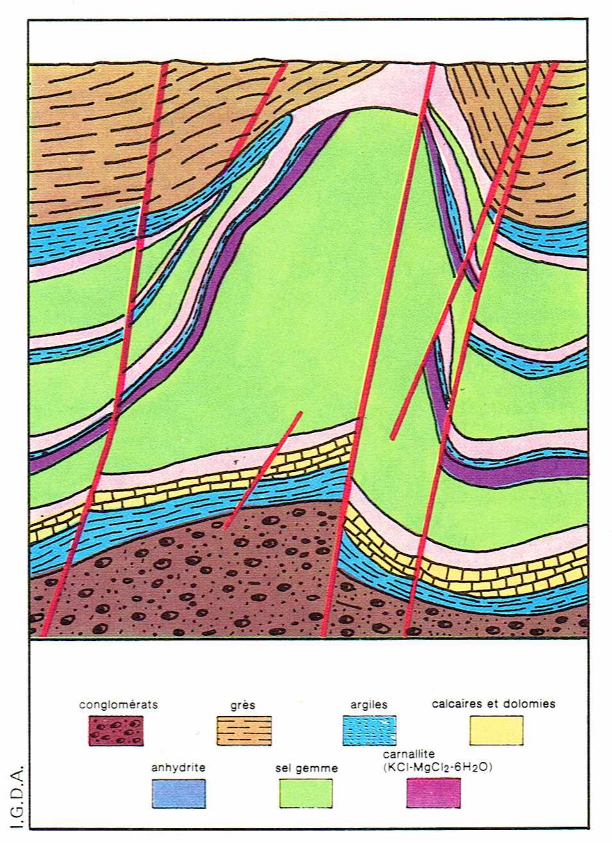
Les petits lits d'anhydrite, avec des quantités variables de dolomite et de pyrite, correspondent à une dilution des eaux lagunaires par l'eau de mer normale. La pyrite, dispersée dans les lits de sulfates et de carbonates, indique l'existence de conditions réductrices au cours de la diagenèse, dues à la présence de matière organique, alors que les niveaux de sel gemme contiennent du fer sous forme oxydée.

Quelques rares périodes géologiques sont riches en évaporites. Par exemple, les dépôts de sels de la mer du Zechstein (Permien) sont exploités en Alsace. La période du Trias est également très riche en sels, qui sont exploités en Lorraine, dans le Jura et sur la bordure des Pyrénées. Enfin, dans le bassin de Paris, le Ludien (Tertiaire) est la période du dépôt du gypse de Montmartre et de Cormeilles-en-Parisis.





▲ *A gauche, la texture de cette* **roche gypseuse** *est due à une recristallisation diagénétique qui a oblitéré les caractéristiques originelles du sédiment (lame mince en lumière polarisée ; Vaud, Suisse). A droite, une* **anhydrite** *appelée* **volpinite** *(de Volpino).*

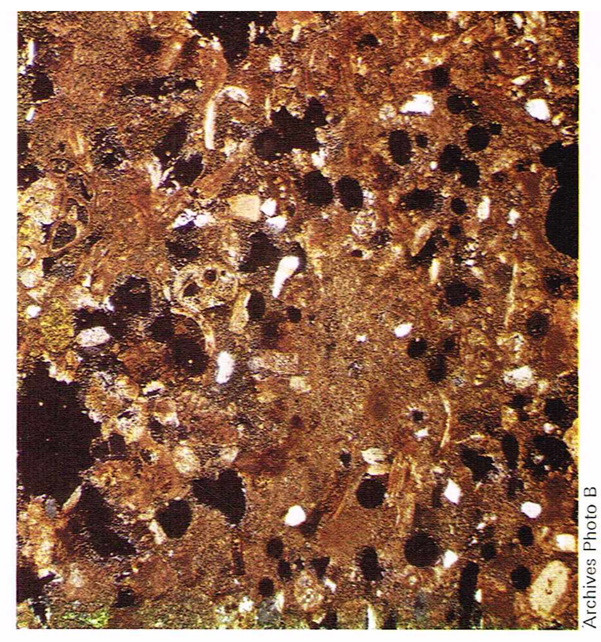


◀ *Coupe schématique du gisement évaporitique de Stassfurt. Les lignes rouges sont les traces des plans de failles (d'après Everding).*

LES ROCHES SILICEUSES NON DÉTRITIQUES

Outre les roches détritiques formées essentiellement de silice (quartzo-arénites et conglomérats à ciment quartzeux), il existe d'autres roches siliceuses d'origine organique ou chimique. Elles sont principalement composées des trois formes minéralogiques de la silice : le *quartz*, la *calcédoine* et l'*opale*. Dans certains cas, ces roches font la transition avec les grès quartzeux ; mais elles sont, le plus souvent, associées avec des roches sédimentaires tout à fait différentes, comme des calcaires pélagiques. Elles proviennent de la sédimentation de tests ou de

▶ *A gauche,* spongolithe *arénacée composée d'une masse calcaro-argileuse imprégnée de silice amorphe avec des grains de quartz et de glauconie. Les trous proviennent de la dissolution diagénétique de spicules d'Éponges (Éocène inférieur, Belgique; lame mince en lumière polarisée). A droite,* diatomite *avec des empreintes de feuilles (Santa Fiora, M. Amiata, Toscane).*



Archives Photo B



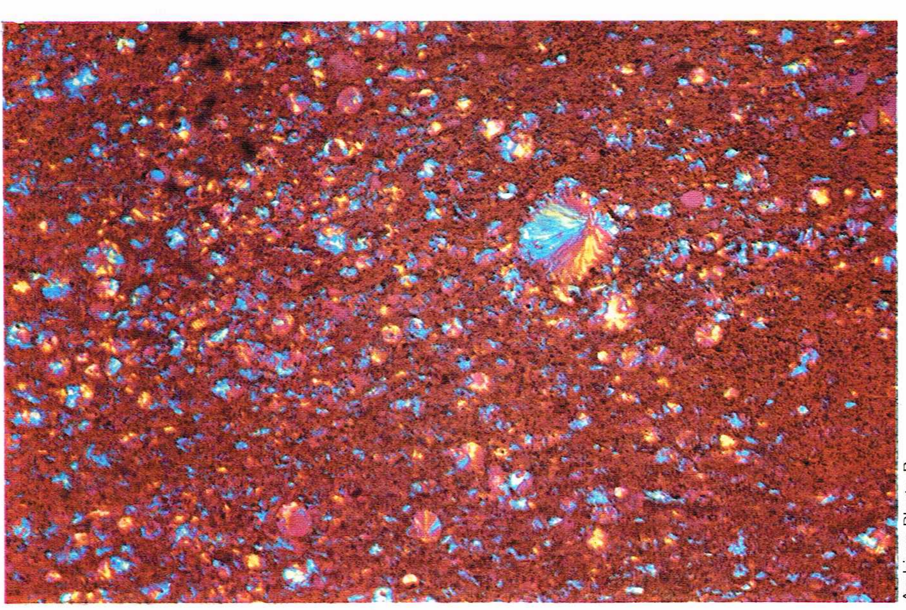
C. Bevilacqua

parties squelettiques siliceuses d'organismes appartenant au groupe des Éponges, des Diatomées, et des Radiolaires, ou bien de la sédimentation chimique de la silice en solution.

La silice est transportée dans les bassins sédimentaires par les cours d'eau sous forme plus ou moins ionique mais surtout colloïdale. Elle provient de l'altération météorique des silicates constituant les roches et est libérée, en particulier au moment de la formation des sols. La teneur en silice des cours d'eau est très importante dans les régions qui ont un couvert végétal épais et sont soumises à un climat chaud et humide. Si la silice passe à l'état colloïdal, par un processus de polymérisation à partir de la solution ionique, la présence de matière organique (acides humiques) n'empêche pas sa floculation, c'est-à-dire sa transformation en gel. Une certaine quantité de silice peut également provenir de phénomènes volcaniques. On peut, en effet, rencontrer certaines roches sédimentaires siliceuses superposées ou intercalées dans des roches effusives sous-marines (basaltes, spilites).

La teneur en silice de l'eau de mer est nettement inférieure, en valeur absolue mais également par rapport aux autres substances dissoutes, à celle des eaux fluviatiles. Le plus souvent, la silice d'origine organique ou chimique se dépose à l'intérieur d'un matériel sédimentaire variable, ce qui donne naissance à des argiles ou à des calcaires pélagiques anormalement riches en silice. Les sédiments qui ont un pourcentage élevé de silice libre non détritique se forment uniquement quand l'apport d'autres substances est ralenti ou empêché par les conditions morphologiques du bassin de sédimentation ou par les caractéristiques géomorphologiques et climatiques des zones émergées.

▼ *Cette roche siliceuse est formée de tests sphériques de Radiolaires (dont un, plus grand que les autres, est rempli de calcédoine fibro-radiée) noyés dans une masse de silice amorphe ou cryptocristalline. Les teintes de polarisation sont rehaussées par l'intercalation d'une lame de gypse sur le trajet du faisceau lumineux dans le microscope (Jurassique, Bergame; lame mince en lumière polarisée).*



Archives Photo B

Un premier type de roches siliceuses organogènes est représenté par les **spongolithes.** Celles-ci sont principalement constituées de spicules d'Éponges siliceuses, cimentées par de l'opale ou de la calcédoine. Ce sont des roches bien stratifiées, de couleur gris foncé, et à grain assez fin. Les spicules peuvent être accompagnés de minéraux détritiques, comme des grains de quartz, de feldspaths ou de micas, etc., qui, s'ils sont en quantités importantes, constituent le terme de passage aux grès (spongolithes gréseuses). La glauconie est presque toujours présente dans les spongolithes; elle peut prendre naissance au cours de la diagenèse, mais le plus souvent elle résulte d'une resédimentation d'un dépôt provenant d'autres parties du bassin. Si elle est synsédimentaire, elle indique que les spongolithes se sont formées à des profondeurs allant de quelques dizaines à quelques centaines de mètres, et que leur présence est limitée au milieu de sédimentation néritique.

Le ciment des spongolithes est principalement constitué de silice, avec parfois des traces de calcaire ou d'argiles. Ces plages calcaires résiduelles font penser à une substitution d'une matrice calcaire ou calcaro-argileuse par la silice au cours de la diagenèse. Le ciment peut également être formé d'un gel siliceux de précipitation chimique qui a lieu au moment de la sédimentation des spicules.

Un second type de roches siliceuses organogènes est représenté par les **diatomites;** ce sont des roches poreuses, très légères et tendres, de couleur blanchâtre, finement litées. Elles sont constituées de minuscules restes de Diatomées, Algues unicellulaires vivant en milieu aqueux, continental ou marin. Ces restes, libérés au cours des processus de reproduction ou à leur mort, s'accumulent au fond des bassins de sédimentation. Dans les diatomites marines, ils sont généralement associés à quelques tests de Foraminifères, de Radiolaires et à des spicules d'Éponges. Les minéraux détritiques sont rares mais les argiles peuvent être présentes en assez grande quantité (diatomites argileuses).

La plupart des diatomites ont une origine marine; elles se déposent dans des conditions sensiblement identiques à celles de sédimentation des calcaires pélagiques. Souvent, les diatomites sont associées et interstratifiées avec des tufs qui sont des dépôts sous-marins ou lacustres consécutifs à des émissions volcaniques. Celles-ci peuvent d'ailleurs enrichir l'eau en silice et faciliter ainsi la construction des tests des Diatomées. Généralement, la sédimentation des diatomites est directement liée à la prolifération de ces petites Algues; celle-ci est facilitée par la montée des eaux océaniques profondes, riches en substances nutritives (phosphates et nitrates), jusqu'aux couches superficielles, où la lumière solaire permet l'assimilation chlorophyllienne et donc la vie de ces Algues.

La porosité élevée des dépôts de Diatomées empêche parfois la cimentation locale sous forme de silice (opale, calcédoine ou quartz), qui provient de la dissolution partielle de ces Diatomées ou qui est libérée au cours de la diagenèse des niveaux intercalaires de tufs. Souvent, les tests des Diatomées sont transformés en phosphate ou en calcite, ou encore totalement dissous. Il reste alors de petites cavités (qui représentent leurs empreintes)

dans une matrice argilo-siliceuse. Dans les cas extrêmes, les couches de diatomites peuvent être entièrement dissoutes et la silice libérée va cimenter les autres sédiments interstratifiés.

Un troisième groupe de roches siliceuses d'origine biochimique est constitué par les **radiolarites** qui ont un aspect analogue aux spongolithes; elles sont dures et stratifiées en couches de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur séparées par des lits argileux. Il est parfois possible de distinguer à l'œil nu de minuscules globules dans les radiolarites; il s'agit des tests des Radiolaires, qui constituent la plus grande partie de la roche. En lames minces, au microscope, les détails d'ornementation des tests sont parfois encore visibles; ils ont, le plus souvent, une forme sphérique ou conique. Les fines épines qui ornent le test sont également parfois conservées, mais généralement on ne peut distinguer que le contour général des tests, formés de quartz microcristallin et remplis de quartz, de calcédoine ou d'opale. Le ciment est aussi constitué de ces différentes formes de la silice, avec des traces d'oxydes et de silicates de fer, ainsi que de matière organique, ce qui confère à la roche des couleurs allant du brun-vert au noir.

Si les radiolarites sont soumises à des déformations tectoniques ou à un léger métamorphisme, le grain de la roche augmente et il est difficile de distinguer les tests des Radiolaires de la matrice siliceuse dans laquelle ils sont noyés. Les Radiolaires se présentent alors sous forme de petits nodules de quartz polycristallin, aplatis et étirés par les déformations qu'a subies la roche. Ces roches sont alors appelées des *phtanites*.

L'origine des radiolarites pose encore un problème, surtout lorsqu'on les compare aux boues à Radiolaires qui recouvrent de grandes étendues des fonds des océans Indien et Pacifique. Les boues à Radiolaires contiennent des quantités notables de matériel argileux que l'on ne rencontre pas dans les radiolarites anciennes. La majeure partie du dépôt est constituée de tests de Radiolaires parfois associés à d'autres petits organismes siliceux (Flagellés); pour cette raison, l'origine des radiolarites est analogue à celle des autres roches siliceuses biochimiques. L'origine de la silice du ciment est, par contre, très incertaine : elle peut provenir des fragments des tests, de la diagenèse des minéraux argileux ou encore de la précipitation chimique d'un gel siliceux.

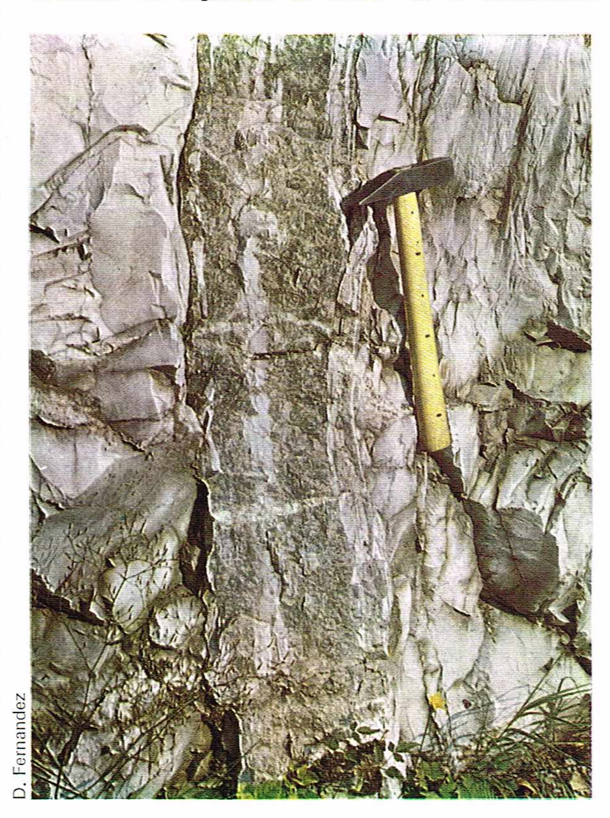
De la même façon que les diatomites, les radiolarites sont parfois associées à des roches volcaniques et pyroclastiques formées en milieu sous-marin. La silice pourrait, dans ce cas, être libérée au cours des éruptions sous-marines. Si, au contraire, les radiolarites ne sont pas associées à des roches volcaniques, la silice provient des processus normaux de transport en solution ionique ou colloïdale par l'action des fleuves et des courants sous-marins; elle provient donc de l'altération du continent. Une autre possibilité consiste en un processus de mise en solution, par hydrolyse, de la silice contenue dans les réseaux des minéraux argileux; cela peut se produire si la sédimentation est lente dans les grands fonds océaniques. L'origine de la silice des radiolarites fait, à l'heure actuelle, l'objet d'études détaillées et il est difficile de pouvoir apporter plus de précisions.

Il existe des roches sédimentaires siliceuses non détritiques contenant peu ou pas de restes d'organismes siliceux mais dont l'origine peut être rapprochée de celle dont nous venons de parler. Ces roches, d'aspect identique aux radiolarites, sont assez dures et à cassure conchoïdale; elles se déposent en couches relativement régulières mais se présentent, contrairement aux radiolarites, sous forme de nodules. Elles sont composées de quartz microcristallin associé plus ou moins avec de la calcédoine et de l'opale. On les trouve interstratifiées ou noyées dans des roches diverses, le plus souvent dans des calcaires pélagiques, des dolomies, des argiles siliceuses ou des phosphorites : ce sont les **silex**.

Les nodules de silex ont une forme lenticulaire et mesurent une dizaine de centimètres. Ils sont localisés sur des plans stratigraphiques bien déterminés, et, s'ils sont très abondants, ils peuvent former des couches continues (bancs) presque planes. Les nodules et les bancs sont constitués de silice pure ou contenant une certaine proportion de roche encaissante (le plus souvent calcaire) uniformément répartie ou concentrée en quelques endroits. La surface des nodules est lisse et le contact nodule-roche encaissante est net, surtout lorsque l'encaissant n'est pas siliceux. Cette limite peut être progressive lorsque l'on a affaire à un calcaire siliceux ou à une diatomite.

Plusieurs hypothèses ont été avancées sur l'origine de ces roches.

Selon certains auteurs, les **silex au sens strict** se forment au cours de la diagenèse, par concentration en bancs ou en nodules isolés (disposés presque toujours le long des plans de stratification) de la silice colloïdale primitivement diffuse dans le sédiment. Cette silice peut avoir des origines variées : organique sous forme de tests de Radiolaires, de Diatomées, de Silicoflagellés ou de spicules d'Éponges, ou encore coagulation d'un gel siliceux. Les nodules de silex impurs qui contiennent des quantités importantes de calcaire seraient dus à une substitution incomplète du calcaire par la silice; en effet, certaines structures sédimentaires sont en continuité entre la roche encaissante et le silex. Ce phénomène constitue un argument en faveur de la substitution



D. Fernandez

◀ ***Couches verticales** de silex avec des plages calcaires dans le calcaire* maiolique *(Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, près de Torre de Busi, Bergame).*



F. Peuriot - Pitch

▼ ***Une falaise à Étretat montrant des nodules de** silex interstratifiés **dans la craie.***



N. Cirani

▲ *Les « milieux de sédimentation » se différencient entre eux par leur extension et leur durée d'existence. Dans ce paysage du haut du cours du Rio Xingui (Mato Grosso, Brésil) on observe des bras morts du fleuve et la formation de marais.*

secondaire du sédiment calcaire par la silice. Par exemple, certaines concentrations en nodules dans les diatomites présentent les mêmes laminations que la roche encaissante. Ces concentrations siliceuses dans des roches siliceuses d'origine biochimique ne doivent cependant pas être considérées comme des silex au sens strict. Bien qu'elles aient le même aspect que ceux-ci, ces concentrations accidentelles sont à rapprocher des types de roches dans lesquels elles se trouvent.

Les silex proprement dits sont interstratifiés dans des roches non siliceuses ou contenant de faibles quantités de silice. L'origine de certains silex, en nodules ou en bancs continus, est attribuée à divers processus : sédimentation chimique d'un gel siliceux, coagulation à partir de la silice présente en solution ionique ou colloïdale dans l'eau de mer.

Les conditions de sédimentation de la silice ne sont pas bien connues. Le phénomène de la précipitation primaire de la silice se produit au contact des eaux douces avec l'eau de mer surtout en raison de la présence de cations (le calcium, par exemple), qui agissent comme des floculants. La silice qui précipite au large de l'embouchure des grands fleuves forme des amas de gel rendus très impurs par la présence de matériel argileux. Les sédiments siliceux purs existent seulement dans les milieux pélagiques, loin des zones de dépôts clastiques. Dans ce cas, la précipitation de silice colloïdale peut survenir dans les conditions physico-chimiques particulières qui règnent dans les fonds marins, peut-être par un phénomène d'échange avec les eaux interstitielles des sédiments.

La structure sédimentaire de nombreux dépôts de silex montre que leur formation est pratiquement contemporaine du dépôt du sédiment encaissant. Par exemple, dans certains cas, les nodules de silex sont perforés par des organismes marins juste après leur formation, et les perforations sont remplies par le sédiment sus-jacent. Cependant, l'origine des silex n'est pas encore rigoureusement établie.

Les roches siliceuses d'origine chimique sont fréquentes dans certains boucliers continentaux (Canada, Brésil, Ukraine, etc.) et se sont formées au Précambrien par suite d'une altération intense du continent qui livrait dans les bassins une grande quantité de substances en solution, et également pendant des périodes où l'activité volcanique sous-marine était intense. Ces silex sont régulièrement interstratifiés avec des carbonates, oxydes et silicates de fer, et leur origine semble être due à une précipitation chimique primaire.

Les milieux de sédimentation

L'expression « milieu de sédimentation » désigne les zones où se déposent les sédiments après leur transport et où ils restent suffisamment longtemps pour pouvoir se consolider. L'étude des milieux de sédimentation actuels permet d'effectuer des corrélations entre les caractéristiques du milieu (sa forme, son extension, la force des courants aqueux ou aériens, la concentration des solutions, les conditions biologiques, etc.) d'une part et la composition, la structure ainsi que la texture des sédiments qui s'y déposent d'autre part. Les applications de telles études sont très développées dans le domaine du génie civil pour résoudre les problèmes d'aménagement du littoral et, d'une façon générale, pour tous les ouvrages dont le fonctionnement peut être perturbé par une accumulation trop importante de sédiments.

L'étude des milieux de sédimentation actuels permet aussi de faire des reconstitutions des milieux anciens : cette branche particulière de la géologie s'appelle la *paléogéographie*. Elle consiste à établir de véritables cartes paléogéographiques à diverses époques géologiques et ainsi à suivre l'évolution des différents milieux de sédimentation. Par exemple, si des roches sédimentaires marines peuvent être recouvertes par d'autres roches formées en milieu continental, cela indique un déplacement de la ligne de côte, consécutif à une transgression ou à une régression marine. Les études paléogéographiques ont également un intérêt économique : en effet, elles permettent de déterminer les zones et les milieux susceptibles de présenter des gisements miniers. La porosité et la perméabilité de certaines roches anciennes leur permettent d'être des réservoirs naturels d'hydrocarbures.

Les séries sédimentaires sont généralement divisées en *formations* définissant un certain volume de roches déposées dans un milieu de sédimentation donné. Ces roches ont des caractéristiques communes mais pas nécessairement la même composition ; il s'agit plutôt d'une association lithologique typique du milieu. Certaines formations sédimentaires peuvent cependant montrer une lithologie parfaitement monotone. Elles passent latéralement à d'autres types de roches sédimentaires, qui correspondent à d'autres milieux. Une formation sédimentaire est donc une unité stratigraphique analogue, à l'origine, aux couches sédimentaires mais dont l'échelle de temps, l'extension géographique et les conditions de milieu sont plus développées.

Les milieux de sédimentation se différencient entre eux par leur extension et leur durée d'existence. Par exemple, un marais fluviatile qui se forme dans un méandre abandonné représente un micro-milieu de sédimentation. Il possède des caractéristiques physico-chimiques et biologiques qui ont encore des relations avec celles du milieu fluviatile. Cependant, la durée de vie de ce marais est très réduite, au moins à l'échelle de temps géologique, parce qu'il est rapidement rempli de sédiments caractéristiques comme des argiles, de la tourbe, des dépôts de fer et de manganèse, etc. Au contraire, le milieu marin néritique s'étend sur de grandes zones de la plateforme continentale et peut s'y maintenir pendant de très longues périodes. Les sédiments qui s'y déposent ont des caractéristiques granulométriques et fossilifères qui permettent de les reconnaître dans les dépôts anciens.

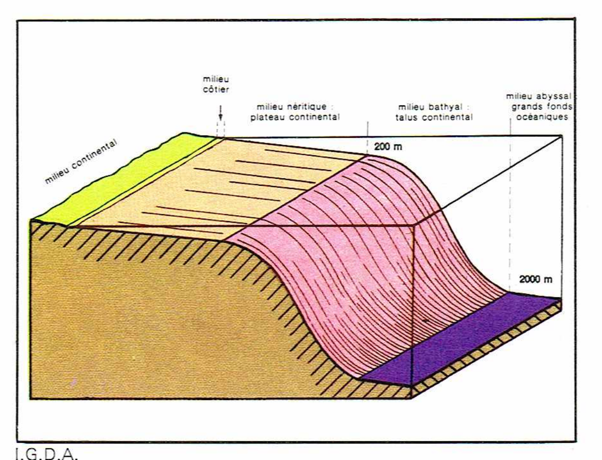
Les caractéristiques des sédiments qui se déposent dans un milieu sont essentiellement l'*extension*, l'*épaisseur*, la *composition minéralogique* et *chimique*, la *structure* et la *texture*, le *contenu paléontologique*, etc. Elles sont en relation directe avec les facteurs qui déterminent le type du milieu de sédimentation. L'extension latérale d'une formation sédimentaire dépend de l'extension géographique du bassin de sédimentation, alors que son épaisseur est déterminée par l'importance de l'enfouissement au cours du temps et de la quantité de matériel sédimentaire apportée dans le bassin. Suivant la nature de ce matériel (détritique ou en solution), les sédiments seront différents; ils le seront également selon les conditions du milieu. En effet, un abondant apport de matériel en solution ne donne pas nécessairement naissance à des sédiments chimiques ou biochimiques. Il suffit que les conditions du milieu de sédimentation soient défavorables à la précipitation, par exemple que la température soit trop élevée.

Un autre facteur est constitué par le *type d'énergie* qui règne dans le milieu. Il s'agit de *facteurs thermiques* et *chimiques* pour les sédiments d'origine chimique et de facteurs mécaniques pour les sédiments détritiques. Les conditions plus ou moins favorables à la vie d'organismes participant à la formation des sédiments sont en relation directe avec les facteurs du milieu. Ces *facteurs dits organiques* dépendent de la concentration des solutions, de l'importance du matériel détritique en suspension, de la température, de la force des courants, etc.

Les milieux de sédimentation sont classiquement divisés en trois grands groupes : les milieux continentaux, les milieux marins, et les milieux dits de transition, intermédiaires entre les deux premiers. Les sédiments qui se déposent en milieu continental ont généralement une épaisseur et une extension limitées, et leur analyse se prête bien à l'étude des processus sédimentaires. Ils sont souvent partiellement ou totalement érodés (par action des fleuves) ou masqués (par les transgressions marines qui suivent la dislocation des terres émergées) ; c'est pourquoi les roches sédimentaires formées en milieu continental sont relativement rares dans les séries géologiques anciennes. D'autre part, la distinction entre sédiments purement marins et sédiments appartenant à des milieux de transition est parfois délicate et il est nécessaire de tenir compte de toutes les caractéristiques du milieu de sédimentation.

Les *milieux continentaux* sont subdivisés en milieux fluviatile, lacustre, palustre, glaciaire et désertique. Les trois premiers sont caractéristiques des régions soumises à des climats tempérés et humides, alors que les deux autres correspondent à des caractéristiques climatiques strictement opposées. On fait généralement la distinction entre les dépôts continentaux résiduels, qui ne subissent pratiquement aucun transport (comme les latérites et les *terra rossa*), et les dépôts colluviaux, qui résultent du transport plus ou moins long de matériel résiduel. Les dépôts se formant dans les grottes par précipitation à partir des eaux souterraines sont très rares; on ne les rencontre que dans les formations quaternaires; ils sont constitués d'albâtre calcaire, de brèches ossifères et d'argiles. Ce sont essentiellement des roches détritiques (conglomérats, grès) et des roches organogènes qui prennent naissance dans les milieux continentaux. La sédimentation chimique, très rare, ne se rencontre que sous la forme de calcaires lacustres, de dépôts évaporitiques et de silicifications dans les zones désertiques.

Les principaux *milieux de transition* sont les milieux côtiers, lagunaires et deltaïques. Certains auteurs y ajoutent le milieu estuarien, où les sédiments ne séjournent que peu de temps. Les roches sédimentaires formées dans les milieux de transition, très répandues dans les séries géologiques, ont une très grande importance dans les

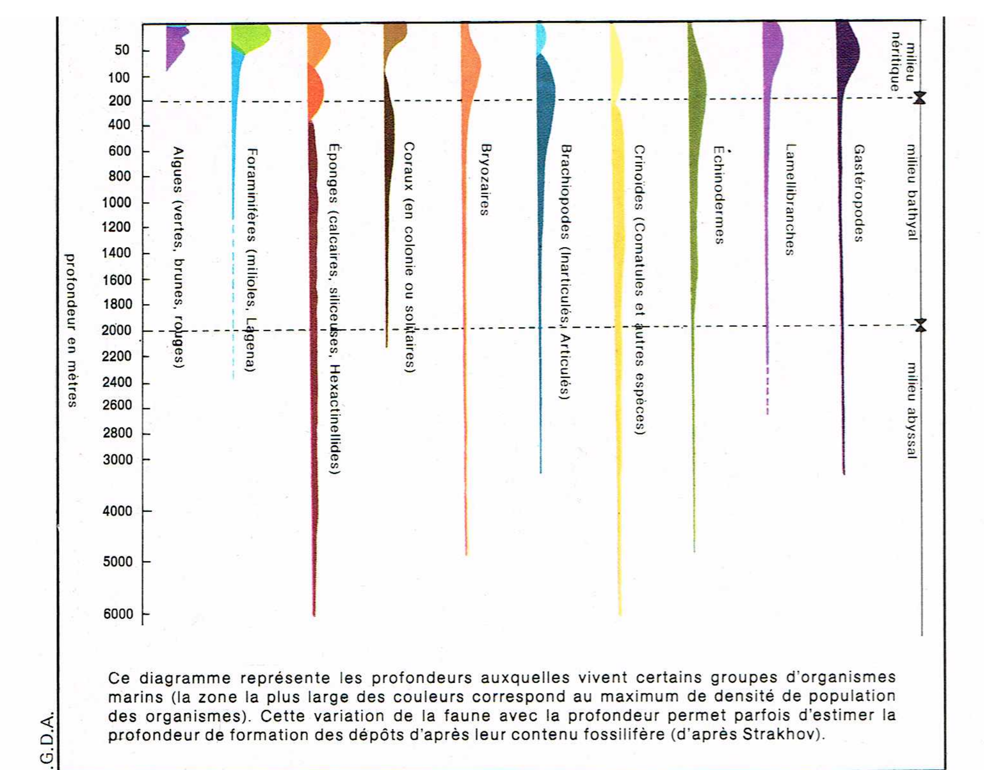


I.G.D.A.

◀ *Représentation schématique des milieux de sédimentation marins et leurs relations avec le milieu continental par l'intermédiaire de la zone côtière (d'après Krumbein et Sloss).*


E. Sappa

◀ *Une plage près du cap Teulada en Sardaigne. Les milieux de sédimentation situés le long des côtes constituent les milieux de transition entre les milieux continentaux et marins.*



Ce diagramme représente les profondeurs auxquelles vivent certains groupes d'organismes marins (la zone la plus large des couleurs correspond au maximum de densité de population des organismes). Cette variation de la faune avec la profondeur permet parfois d'estimer la profondeur de formation des dépôts d'après leur contenu fossilifère (d'après Strakhov).

problèmes de reconstitutions paléogéographiques. Ces roches sont essentiellement détritiques (grès côtiers) et évaporitiques. Les sédiments organogènes sont pratiquement absents, mis à part des sédiments carbonés déposés dans des marais côtiers. A ces milieux de transition peut se rattacher le milieu corallien, qui peut parfois se trouver en mer ouverte. On y rencontre surtout des dépôts organiques (calcaires plus ou moins dolomitisés) et bioclastiques (c'est-à-dire qui résultent de la fragmentation de calcaires organogènes).

Les *milieux marins* se subdivisent suivant leur profondeur en milieux néritiques bathyaux et abyssaux. Les sédiments qui s'y déposent sont les plus fréquents dans les séries géologiques. La nature des roches sédimentaires marines est extrêmement variable : elles peuvent être détritiques (grès, calcarénites, argiles), chimiques et/ou organiques (calcaires pélagiques, biostromes, roches siliceuses phosphatées ou ferrugineuses). Les sédiments abyssaux qui se déposent dans les grands fonds océaniques ne sont pas toujours amenés à l'émersion par des phénomènes orogéniques; dans l'ensemble, les roches sédimentaires formées en milieu marin qui affleurent actuellement ne se sont pas formées à des profondeurs très importantes. Il est nécessaire d'avoir des phénomènes orogéniques et épirogéniques de grande ampleur pour pouvoir trouver des roches formées dans les fosses abyssales à l'affleurement.

La détermination d'un milieu de sédimentation repose non seulement sur les caractéristiques lithologiques de la roche, mais également sur son contenu fossilifère éventuel. En effet, les débris organiques fournissent parfois de bonnes indications sur le milieu de sédimentation, soit par analogie avec l'habitat actuel d'organismes semblables, soit par leur rapport constant avec un type lithologique représentatif d'un milieu de sédimentation donné. L'étude des conditions de vie des organismes fossiles fait l'objet d'une branche particulière de la paléontologie : la *paléoécologie*.

La distinction fondamentale entre formations sédimentaires marines et continentales est basée sur l'absence d'Invertébrés et de Protozoaires fossiles dans le milieu continental, alors qu'ils sont très abondants en milieu marin. On peut cependant trouver des Mollusques et des restes de Poissons dans certains dépôts lacustres continentaux. Il s'agit, en général, d'espèces différentes de celles que l'on rencontre en milieu marin. Les informations fournies par le contenu paléontologique des roches sédimentaires doivent être utilisées avec précaution : par exemple, des restes de Vertébrés terrestres, donc typiquement continentaux, peuvent être transportés par les courants fluviatiles et déposés au large de la côte en milieu franchement marin. L'étude paléontologique ne doit donc pas être dissociée de toutes les autres caractéristiques des roches sédimentaires qui reflètent certaines conditions de milieu.

Les associations biologiques de fossiles marins permettent parfois d'estimer la profondeur de sédimentation de la roche qui les contient. Cette estimation bathymétrique est d'autant moins précise que la profondeur du dépôt est plus grande, car la faune a tendance à devenir uniforme dans les grands fonds. D'autre part, la précision des estimations diminue progressivement lorsque l'on a affaire à des roches plus anciennes car les analogies avec l'habitat actuel des organismes sont beaucoup plus lointaines. Citons deux exemples : la présence de Foraminifères comme les Milioles, de colonies de coraux et de Brachiopodes non Articulés est l'indice d'un milieu néritique peu profond; à l'inverse, certaines espèces de Radiolaires, des coraux isolés, des Éponges (Hexactinellides) se rencontrent en milieu marin profond.

La minéralogie de certaines roches sédimentaires marines donne également des indications sur leur profondeur de mise en place. Ainsi, des hydroxydes de fer et de manganèse à texture oolithique se déposent dans un milieu dont la profondeur n'excède pas 100 m. Quant à la glauconite, elle existe dans la partie la plus externe du plateau continental et sur la bordure du talus. La composition minéralogique des sédiments des milieux bathyal et abyssal, beaucoup plus uniforme, est essentiellement carbonatée et argileuse.

Les milieux continentaux

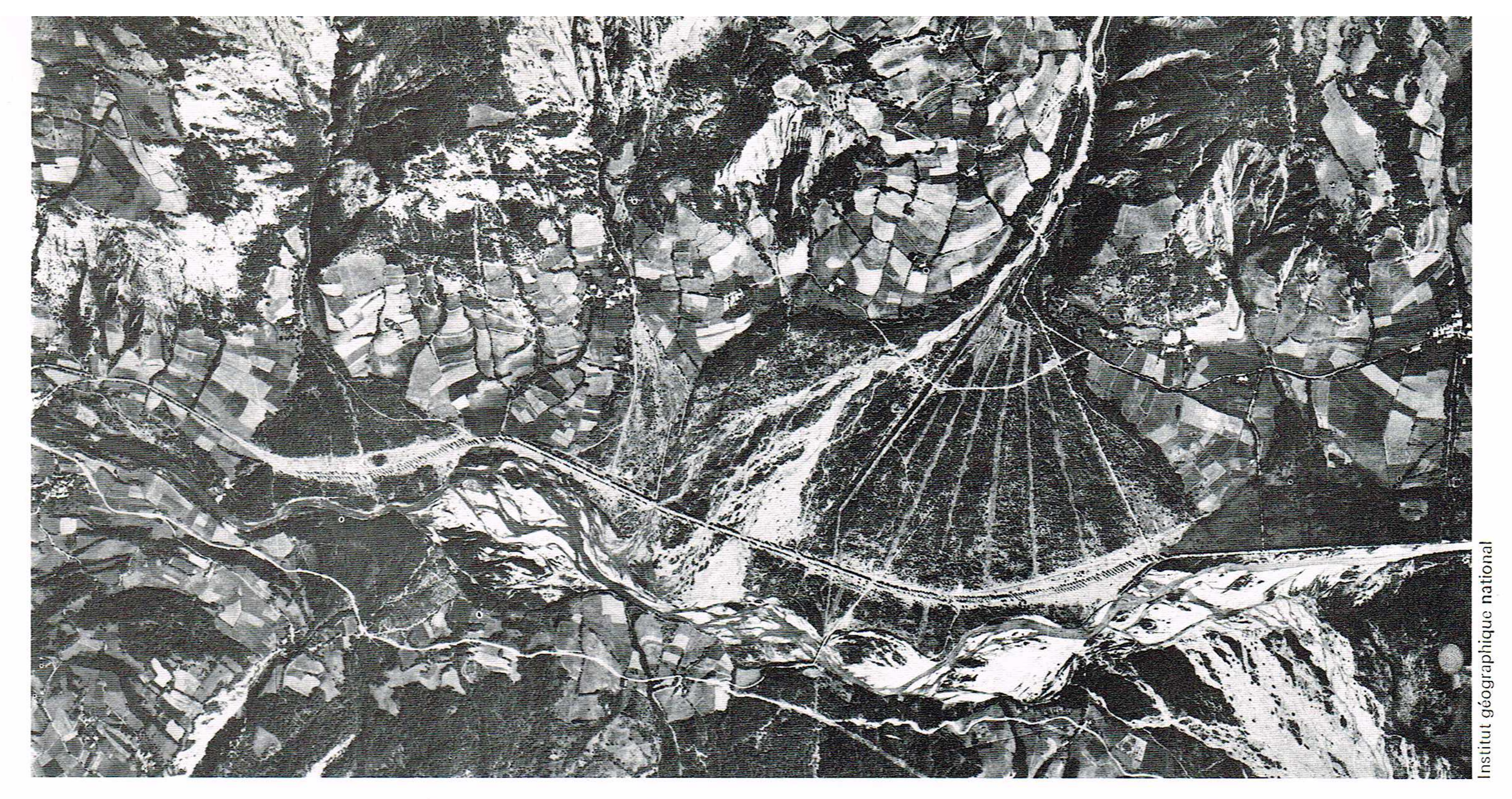
Le milieu fluviatile

Le milieu sédimentaire fluviatile couvre des étendues relativement importantes des terres sous climat tempéré et humide actuellement émergées. Ce type de dépôts se rencontre également dans les formations anciennes, surtout dans celles des cours inférieurs des cours d'eau, près de leurs embouchures. Le milieu fluviatile peut se diviser en deux parties : le milieu de piedmont et celui des plaines alluviales.

Les *dépôts de piedmont* sont surtout constitués de graviers et de sables grossiers; les roches anciennes qui en découlent sont donc des conglomérats et des grès. Le cours d'eau torrentiel provenant des régions montagneuses est très chargé en matériel détritique; lorsqu'il arrive dans la plaine, sa vitesse et sa compétence diminuent rapidement, et la sédimentation des fragments les plus grossiers a lieu à cet endroit, le matériel plus fin, de dimension égale ou inférieure à celle du sable, étant entraîné plus loin. Les graviers de piedmont forment des ensembles sédimentaires de forme triangulaire et dont la surface est légèrement convexe; ils sont appelés des *cônes de déjection*, dont la pointe est dirigée vers la montagne. Les sédiments détritiques ont une taille régulièrement décroissante au fur et à mesure que l'on va vers la plaine, les galets plus grossiers se déposant dans la partie supérieure du cône. La sédimentation s'effectue dans les zones de dépression qui se situent le plus souvent sur les bords du cône de déjection. Les galets se déposent sous forme de rubans à section transversale lentiforme, allongés dans le sens du cours d'eau.

En section, les dépôts de piedmont présentent une stratification très irrégulière, peu visible : ce sont des *dépôts chaotiques*. Les zones de graviers grossiers alternent avec des niveaux plus sableux, aussi bien horizontalement que verticalement. On rencontre souvent des structures d'érosion typiques, qui proviennent du creusement de nouveaux canaux et de leur remplissage postérieur. La base de chaque strate lentiforme est soulignée par un niveau de galets dont la taille est un peu plus grande que la moyenne; cette structure permet de reconnaître la stratification des conglomérats. Les galets ont une forme irrégulière à faible arrondi, à cause de la brièveté du transport, mais leurs arêtes sont cependant rapidement émoussées à cause de leur grande taille. On rencontre parfois des galets aplatis qui proviennent de l'érosion de roches stratifiées ou schisteuses; ceux-ci peuvent se déposer de façon à former une texture imbriquée.

La couleur des dépôts conglomératiques varie suivant la nature lithologique des galets; elle est généralement rougeâtre du fait de l'oxydation des minéraux ferrifères, qui a lieu surtout au sein de la matrice argilo-sableuse. Le ciment des conglomérats varie avec la composition du



Institut géographique national

matériel détritique; la présence de galets et de sable calcaires favorise une bonne cimentation au cours de la diagenèse.

Le classement granulométrique des conglomérats de piedmont est nettement supérieur à celui des dépôts colluviaux, surtout si l'on considère chaque niveau lenticulaire du dépôt, car, dans l'ensemble, la granulométrie est assez hétérogène. Les couches de conglomérats qui contiennent des quantités importantes de matériel argilo-sableux peuvent provenir d'alluvions boueuses, apportées par des courants violents mais de courte durée, et recouvrant la surface du cône de déjection. Les alluvions boueuses, souvent caractéristiques des régions à climat aride ou semi-aride, parcourent la partie supérieure du cône de déjection en restant canalisées et se répartissent sur la partie la plus basse du cône et dans la plaine alluviale sous-jacente.

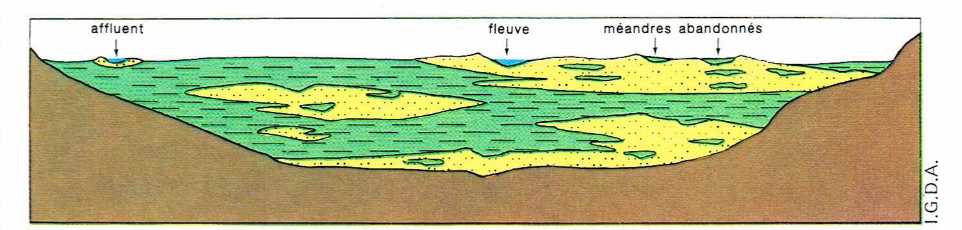
Les phénomènes d'érosion sont relativement actifs le long des dépôts détritiques de piedmont, et dans les phases ultimes des cycles géomorphologiques, ils prédominent sur les phénomènes de sédimentation. En effet, les cours d'eau sont alors moins chargés en matériel détritique et peuvent donc acquérir un pouvoir érosif important; c'est pourquoi les conglomérats de piedmont sont assez rares dans les séries géologiques. La plupart d'entre eux sont représentés dans les formations continentales déposées au pied des grandes chaînes de montagnes après la phase principale du cycle orogénique qui leur a donné naissance. Les conglomérats de piedmont sont polygéniques car ils contiennent des galets provenant des différents types lithologiques qui affleurent dans les chaînes de montagnes. Cependant, ils peuvent être arkosiques et donc composés essentiellement de galets de granite et de gneiss, ces deux roches affleurant dans les parties centrales et les plus élevées (donc les plus intensément érodées) des chaînes de montagnes.

Sans parler des dépôts récents qui remplissent les vallées et les plaines alluviales, les roches sédimentaires qui se forment dans les *plaines alluviales* sont beaucoup plus répandues. Leur composition granulométrique est différente de celle des dépôts de piedmont : les graviers sont rares et les galets de petite taille; le sédiment qui prédomine est composé d'un limon fin et de sable disposé en rubans allongés à section lenticulaire.

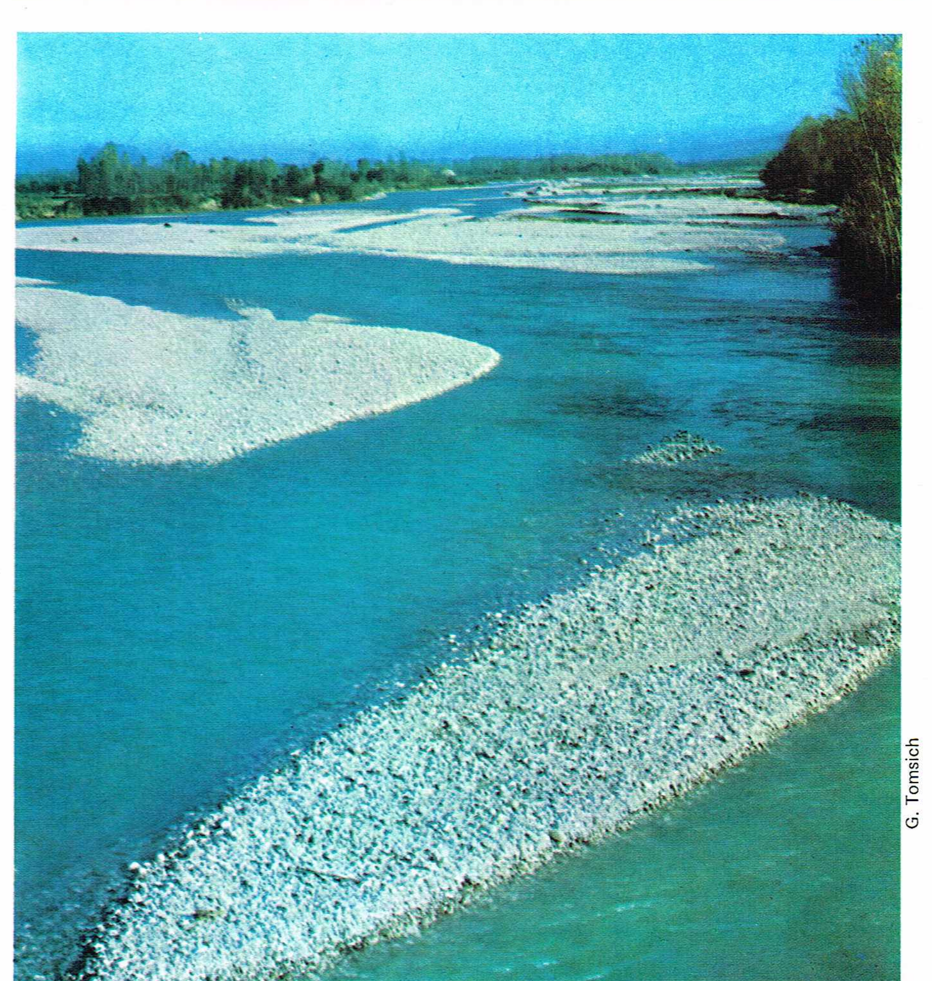
Pendant les périodes d'*étiage*, les eaux fluviatiles circulent entre les berges naturelles qui constituent deux reliefs délimitant le lit d'étiage du fleuve. Le dépôt, essentiellement sableux, contient parfois des graviers; la granulométrie du sédiment est bonne. La majeure partie de ces dépôts est temporaire car chaque crue provoque de nouvelles érosions et remises en mouvement du matériel. Le lit d'étiage du fleuve change continuellement de place et, ainsi, les dépôts sableux se disposent en rubans. Dans les fleuves qui possèdent des méandres, ce phénomène s'appelle la divagation des méandres. Si

▲ **Cône de déjection** *du Riou Bourdou dans les basses Alpes; noter la forme triangulaire des ensembles sédimentaires à surface légèrement convexe (photographie aérienne).*

▼ *Ci-dessous, coupe schématique des sédiments argileux (en vert) et sableux (en jaune) déposés dans un cours d'eau. L'échelle verticale est très accentuée par rapport à l'échelle horizontale (d'après Dunbar et Rodgers). En bas, dépôts de graviers dans le lit du fleuve Vomano.*



I.G.D.A.



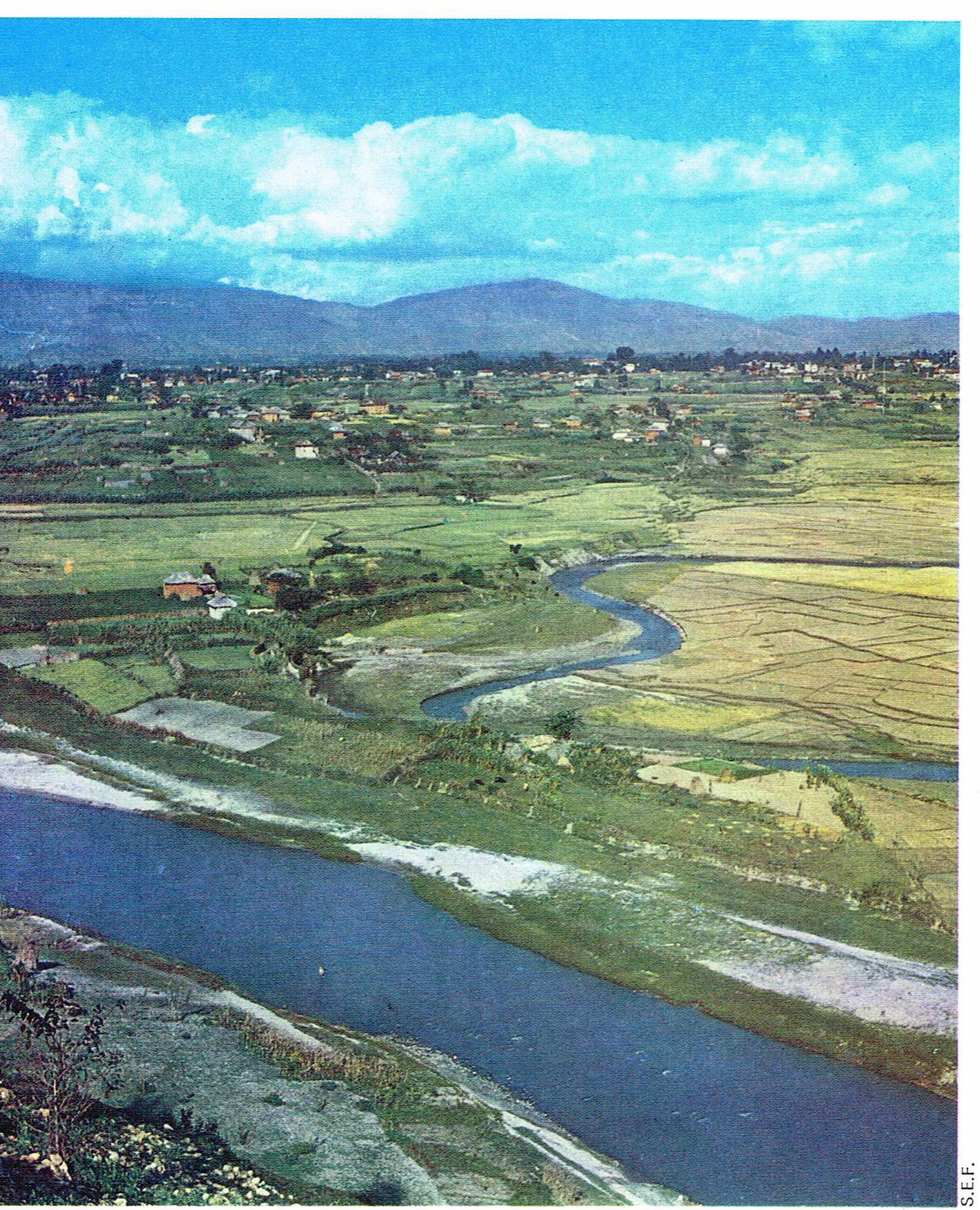
G. Tomsich

le processus s'accentue, certains méandres peuvent être abandonnés; il y règne alors une sédimentation palustre caractérisée par d'importants apports de matière organique (tourbe), intercalés avec des niveaux détritiques de limon apporté par les crues.

Pendant les *crues* les eaux fluviales couvrent totalement la plaine alluviale en dépassant latéralement le lit d'étiage. La diminution soudaine de la vitesse du courant provoque le dépôt de limon et de sable fin, qui forment deux reliefs sur les côtés du lit d'étiage. Ces terrasses naturelles peuvent être localement brisées au cours de nouvelles crues. Au niveau de rupture, les eaux acquièrent une vitesse plus grande qu'au niveau des berges et il se dépose du matériel détritique beaucoup plus grossier. Ces accumulations forment des cordons allongés transversalement par rapport au lit du fleuve, que l'on retrouve intercalés dans les sédiments argileux de la plaine alluviale.

Au-delà des berges naturelles, la vitesse du flux aqueux est plus faible et seul le matériel en suspension est transporté. Quand les eaux de crues se retirent vers la mer ou par infiltration dans le sol, il y a dépôt de limon et d'argile. On obtient donc un sédiment constitué par une argile à stratification massive et de granulométrie hétérogène. La vitesse du courant peut être localement supérieure à la moyenne et le dépôt argileux, plus grossier, présente des microlaminations parallèles ou obliques. Certaines structures sont caractéristiques des argiles fluviatiles. Il s'agit, par exemple, des fentes de dessiccation, produites par le dessèchement de l'argile après le retrait des eaux. On rencontre également parfois des lentilles de tourbe ou d'hydroxyde de fer dans les formations fluviatiles. Elles sont dues au fait que des conditions palustres peuvent s'installer, pendant des périodes plus ou moins longues, dans les dépressions de la plaine alluviale.

▼ ***Le fleuve Baghmati près de Katmandou (Népal); on observe, à droite, un méandre abandonné.***



S.E.F.

La distinction entre les sédiments sableux du lit d'étiage et les argiles plus ou moins limoneuses de la plaine alluviale ne peut être faite que pour les fleuves qui ont un cours bien défini et dont la divagation des méandres ne s'effectue que dans la partie centrale de la plaine. Si le régime hydrographique est moins régulier, par exemple dans les régions de passage avec les zones arides, la sédimentation est beaucoup plus uniforme : en effet, le transport ne s'effectue que pendant de très courtes périodes de l'année, au moment des crues qui déchargent essentiellement des graviers et du sable grossier sur toute la surface de la plaine alluviale.

Dans les régions tempérées, les périodes d'étiage sont caractérisées par un cours d'eau qui s'étale sur la plaine alluviale en suivant un réseau complexe de chenaux anastomosés. Au contraire, sous climat semi-aride, le transport éolien peut prendre une place assez importante et certaines parties de la plaine alluviale sont recouvertes de dunes sableuses analogues aux dunes désertiques.

Les grès qui se déposent en milieu fluviatile sont, le plus souvent, des arkoses ou des subgrauwackes; les argiles ont parfois une couleur rougeâtre due à l'oxydation du fer à l'air libre. Ces roches ne contiennent pas de fossiles, excepté quelques fragments de Vertébrés terrestres et de restes de Mollusques ou d'Ostracodes. Les fossiles calcaires sont généralement mal conservés car ils sont dissous dans les nappes d'eau phréatique au cours de la diagenèse. L'épaisseur des sédiments fluviatiles aussi bien de piedmont que de plaine alluviale, dépend essentiellement de la subsidence plus ou moins importante des aires continentales. Dans les zones de type géosynclinal et plus particulièrement sur la bordure des zones orogéniques, l'enfouissement est très important et les formations fluviatiles peuvent atteindre de grandes épaisseurs. C'est, par exemple, le cas de la molasse oligo-miocène des Alpes du Nord et des grès rouges permiens du nord-ouest de l'Europe. Dans les zones de plate-forme, l'épaisseur des formations fluviatiles se limite à quelques dizaines de mètres.

Les milieux lacustres et palustres

Le milieu de sédimentation lacustre est souvent associé avec le milieu fluviatile de plaine alluviale et, dans les séries géologiques, on rencontre des dépôts lacustres interstratifiés ou passant latéralement à des formations fluviatiles. La différenciation entre ces deux types de formations est surtout basée sur des reconstitutions paléogéographiques régionales, où la sédimentation varie selon sa situation en bordure ou au centre du bassin.

Le faciès de bordure d'un bassin lacustre a une largeur limitée car l'énergie des courants qui existent le long des lacs est relativement faible par rapport à celle des courants marins. D'autre part, l'action de ces courants ne se fait sentir qu'en surface et leur importance est beaucoup moins forte que celle des courants de marée du littoral. En fait, le facteur climatique est très important. Citons, à ce sujet, deux exemples : en climat tempéré, les bassins lacustres ont tendance à se transformer en marais; dans les régions glaciaires et périglaciaires, ainsi que dans les régions désertiques, les caractéristiques des dépôts lacustres sont telles qu'il faut considérer ces sédiments à part.

Les sédiments de bordure des lacs varient selon la morphologie des rives. De petits deltas, formés essentiellement de graviers et de sable à stratification oblique, se forment à l'entrée des fleuves dans les lacs. Sur les rives exposées à l'action des courants, les sédiments sont essentiellement sableux et bien classés, alors que dans les zones calmes et peu profondes se développe une végétation palustre installée sur des dépôts de limon.

D'une façon générale, si la profondeur est limitée à une dizaine de mètres, les sédiments lacustres sont surtout argileux et contiennent des quantités importantes de matière organique provenant de restes de micro-orga-

nismes végétaux ou animaux (Diatomées, Flagellés, etc.) qui prolifèrent dans les lacs. Les endroits où les conditions sont favorables à la vie des organismes aquatiques sont appelés des *lacs eutrophiques*. Ils se rencontrent essentiellement dans les régions tempérées ; le développement des organismes benthoniques et des Bactéries y est favorisé. Ceux-ci utilisent l'oxygène dissous dans l'eau interstitielle des sédiments et dans les eaux profondes pour réaliser leur cycle biologique. Ces eaux sont donc appauvries en oxygène dissous et peuvent s'enrichir en hydrogène sulfuré qui provient de l'activité biologique des Bactéries.

Le régime thermique de l'eau, qui contrôle le mélange plus ou moins important des masses d'eau, exerce une influence importante sur la nature des sédiments. La température des eaux d'un lac est en relation plus ou moins directe avec sa profondeur. Dans les lacs assez profonds, on distingue généralement deux parties : une couche d'eau supérieure, appelée *épilimnion*, épaisse de quelques mètres, où la température est presque constante, et une couche d'eau inférieure, appelée *hypolimnion*, où la température est également constante mais diminue parfois au fur et à mesure que la profondeur augmente. La séparation entre les deux masses d'eau est marquée par un changement brutal de la température qui s'effectue sur une épaisseur de quelques mètres. Cette stratification thermique des eaux lacustres n'existe en permanence que dans les régions où la température atmosphérique est



S.E.F.

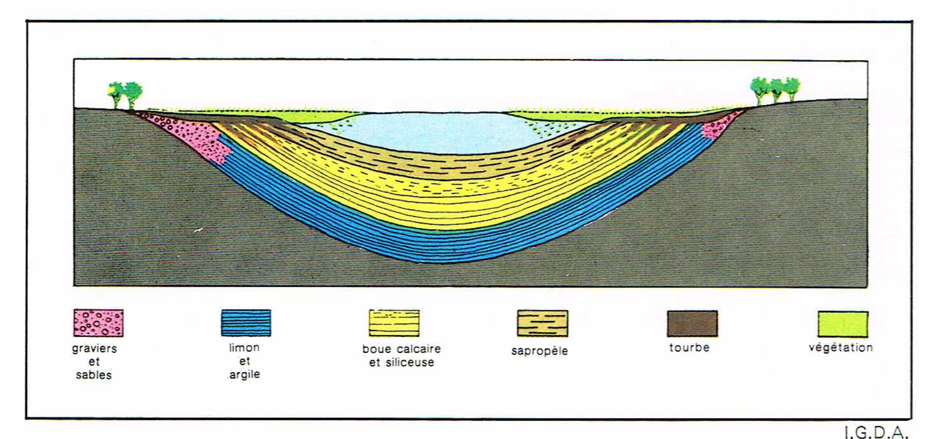
Ostman - G.R. Roberts

toujours supérieure ou toujours inférieure à 4 °C. Ces conditions sont réunies dans les zones circumpolaires et intertropicales où les eaux superficielles des lacs ont une densité inférieure aux eaux profondes. En effet, ces dernières sont à une température d'environ 4 °C, laquelle correspond à la densité maximale de l'eau. Au contraire, sous climat tempéré, les eaux superficielles peuvent atteindre une température de 4 °C une ou deux fois par an selon les variations climatiques. On constate alors un mélange des eaux lacustres car les eaux superficielles ayant une densité maximale descendent sur le fond sous l'action de courants. Elles apportent ainsi de l'oxygène en profondeur et rendent possible la vie d'organismes benthoniques et de Bactéries aérobies.

Les roches sédimentaires qui se forment dans la partie centrale des grands bassins lacustres sont essentiellement des argiles ; elles contiennent des quantités importantes de matière organique, que l'on extrait pour obtenir des hydrocarbures liquides. Ces argiles sont appelées *argiles bitumineuses*. Elles sont finement litées avec des niveaux plus grossiers et plus pauvres en matière organique. Le litage est d'autant plus marqué que le régime thermique du milieu provoque un mélange annuel régulier des eaux. Au contraire, sous climat tropical, les débris organiques et inorganiques qui s'accumulent dans des eaux profondes stagnantes se retrouvent sous forme d'argiles bitumineuses massives.

Dans de nombreux lacs des régions à climat tempéré assez chaud, les eaux sont saturées en carbonate de calcium précipitant pendant les mois les plus chauds. Celui-ci forme des intercalations de calcaire argileux dans les lits d'argiles qui se déposent pendant les mois les plus

▲ ***En haut, un petit golfe sur la rive d'un lac au Tennessee (U.S.A.). Ci-dessus, un delta lacustre formé à l'entrée du fleuve dans le lac. La diminution de vitesse du courant provoque le dépôt du matériel transporté, sur lequel s'effectue une divagation importante du lit du fleuve.***





▲▶ Ci-dessus, superposition des divers sédiments dans un **bassin lacustre** ***(l'échelle des hauteurs est très exagérée) [d'après Twenhofel W.H.]. Ci-contre au centre, calcaires et argiles lacustres d'âge oligocène dans un paysage de Limagne (Montaigu-le-Blin).***

froids. Ces lits peuvent être riches en matière organique et contenir des tests de Diatomées; d'autre part, on rencontre souvent des restes de Poissons bien conservés à la surface des bancs de calcaire et d'argile.

Dans les régions tropicales, les eaux sont pratiquement toujours saturées en anhydride carbonique et en hydrogène sulfuré, qui proviennent respectivement de l'altération des substances organiques et de la réduction des sulfates par les Bactéries anaérobies. Le carbonate de calcium, qui pourrait éventuellement précipiter à partir des eaux superficielles, est alors dissous quand il arrive en profondeur et il n'y a pas de dépôt.

Sous climat chaud, voire subdésertique, les dépôts calcaires peuvent se présenter sous forme de calcaire oolithique, en couches régulières à stratification oblique. Des oolithes d'aragonite se forment d'ailleurs actuellement dans les régions côtières du Grand Lac Salé (États-Unis) et dans la mer Caspienne. Si les conditions de milieu sont favorables à la vie d'Algues calcaires, des calcaires stratifiés sous forme de biostrome ou de petits biohermes peuvent se développer. Souvent lentiformes, ils sont constitués essentiellement par les thalles calcaires d'Algues appartenant au groupe des Cyanophycées.

Des dépôts ferrugineux se rencontrent parfois dans les lacs actuels et dans les formations lacustres anciennes. Ils sont constitués de limonite (hydroxyde de fer), apportée sous forme colloïdale par les fleuves. Le fer précipite par floculation ou par action bactérienne dans les zones côtières, près de l'embouchure des fleuves. L'hydroxyde ferrique qui se dépose dans les parties plus centrales des lacs peut être réduit sous forme de carbonate (sidérite) ou de sulfure (pyrite); en effet, les conditions de milieu y sont réductrices en raison de la présence d'anhydride carbonique provenant de l'altération et de l'oxydation de la matière organique.

Les formations sédimentaires lacustres anciennes sont souvent interstratifiées avec des dépôts fluviatiles. Ce phénomène s'explique facilement si l'on considère qu'un bassin lacustre se forme dans une plaine alluviale et s'y maintient tant que la région est soumise à une subsidence plus importante que la vitesse d'accumulation des sédiments. Lorsque la subsidence diminue ou cesse totalement, le bassin lacustre est rempli par les sédiments et un nouveau réseau hydrographique peut s'installer dans la région.

Il est possible de définir un cycle de sédimentation lacustre correspondant à une succession verticale de sédiments déposés en milieu lacustre pendant des périodes successives. Prenons, par exemple, des lacs soumis à des changements climatiques. Sous un climat primitivement semi-aride, les premiers dépôts sont constitués de graviers et de sables avec des alternances de calcaire oolithique, de calcaire alguaire et d'argile calcaire. Ces lits calcaires proviennent de la précipitation du carbonate de calcium apporté en solution par suite de l'altération des sols du bassin.

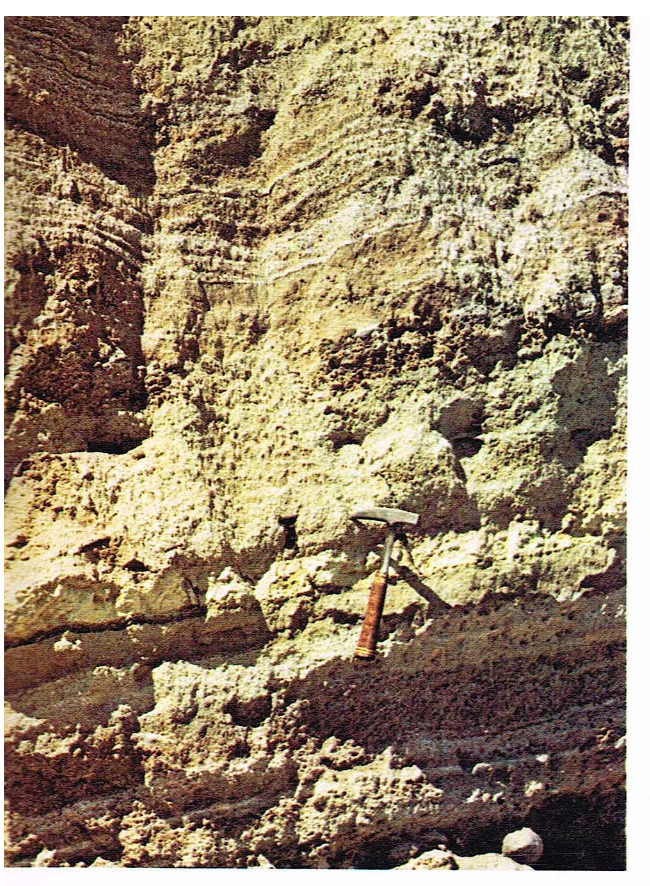
Viennent ensuite des argiles qui contiennent des concrétions ferrugineuses de limonite et de sidérite. Ces concrétions correspondent à la diagenèse d'hydroxyde de fer, provenant également de l'altération des sols du bassin. Si le climat devient humide pendant une durée assez longue, une couverture végétale importante s'installe. Les eaux lacustres s'enrichissent en matière organique nutritive qui favorise la prolifération des organismes; on observe ainsi, selon les cas, des dépôts de Diatomées ou d'argiles bitumineuses. Dans la dernière phase du cycle, le lac est progressivement rempli de sédiments; il a une profondeur relativement faible et une végétation palustre peut s'installer à partir des rives, pour finalement couvrir toute la surface de l'eau. Les formations lacustres peuvent donc être totalement recouvertes par des dépôts palustres.

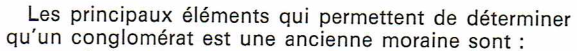
Le *milieu palustre* a, le plus souvent, une extension géographique limitée et une durée d'existence très brève à l'échelle géologique. Il est caractérisé par un développement très important de la végétation aquatique dans des eaux peu profondes. Les formations palustres sont associées à des formations fluviatiles et lacustres aussi bien sur le plan géographique que chronologique. Le milieu palustre correspond à un climat humide dans des régions où les conditions sont telles que les apports détritiques sont réduits. Les sédiments palustres caractéristiques sont organiques, formés par l'accumulation de matériel végétal. Dans les très grands marais, souvent situés en bord de mer, les dépôts sont pour l'essentiel du carbone. Au contraire, dans les marais plus petits, associés à des milieux fluviatiles ou lacustres, les dépôts se présentent sous forme de lentilles de tourbe ou de carbone.

Le milieu glaciaire

Le milieu de sédimentation glaciaire s'étend sur les régions continentales couvertes de glaciers et sur les zones avoisinantes, où le climat et l'hydrographie sont fortement influencés par la présence des glaciers.

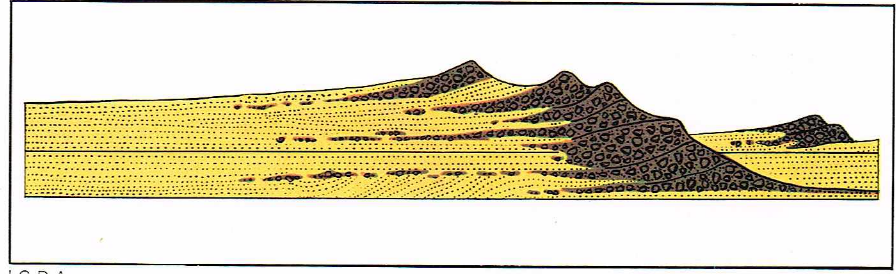
Les sédiments typiques de ces régions (qu'elles soient continentales ou de type alpin) sont les moraines, qui contiennent du matériel graveleux et sableux transporté par les eaux de fonte des glaciers. Ces *dépôts,* appelés *fluvioglaciaires,* se rencontrent dans les zones couvertes par les glaciers et peuvent être accompagnés d'accumulations éoliennes de lœss. Les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires, essentiellement continentaux, se rencontrent au Précambrien, au Permo-Carbonifère et au Pléistocène. Les moraines pléistocènes sont assez faciles à reconnaître car elles possèdent les caractéristiques typiques des dépôts glaciaires, telles que la disposition en forme d'amphithéâtre, ou cirque glaciaire. Par contre, il est plus difficile de déterminer les moraines anciennes car on peut les confondre avec des sédiments chaotiques qui proviennent d'éboulements sous-marins ou de transport en masse. Cette confusion entraîne parfois des erreurs importantes dans les reconstitutions paléogéographiques et paléoclimatologiques : il est donc nécessaire de tenir compte de toutes les caractéristiques de la roche sans se limiter à sa texture, sa structure ou à la présence de galets striés par exemple.





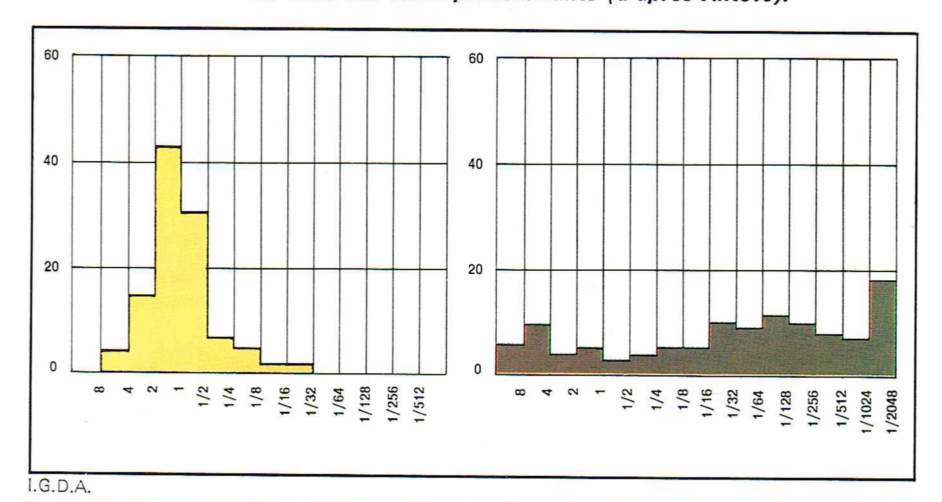


D. Fernandez

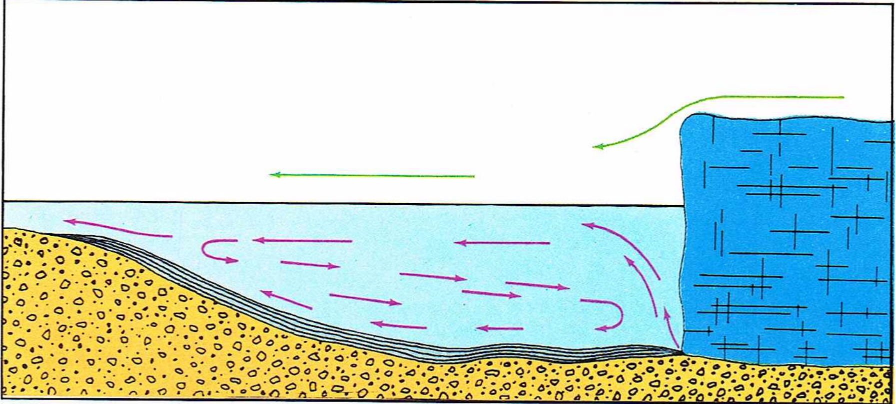


I.G.D.A.

▲ *En haut, intercalation fluvioglaciaire dans une moraine; les niveaux de sable sont finement lités et présentent une stratification oblique alors que la moraine est massive et hétérométrique (Turin).*
Ci-dessus, représentation schématique des relations entre la moraine terminale (en marron) et les dépôts fluvioglaciaires (en jaune). Le glacier progresse de gauche à droite (d'après Niggli).
▼ *Ci-dessous, histogrammes granulométriques d'une moraine (à droite) et d'un dépôt fluvioglaciaire (à gauche). Noter l'absence de matériel détritique fin dans les dépôts fluvioglaciaires alors que la moraine en contient une quantité relativement importante (d'après Krumbein et Sloss).*
En bas, des alternances de sable fin et d'argiles se déposent généralement au fond des lacs glaciaires (dépôt de varves). La moraine est représentée en ocre jaune et le front du glacier en bleu. Les flèches rouges indiquent la circulation de l'eau, les flèches vertes celle des vents prédominants (d'après Antevs).



I.G.D.A.



I.G.D.A.

Les principaux éléments qui permettent de déterminer qu'un conglomérat est une ancienne moraine sont :
— la présence d'un substrat rocheux strié et moutonné sous l'action du glacier;
— l'absence de couches possédant une structure graduelle comme on en rencontre dans les éboulements sous-marins;
— la possibilité de distinguer la moraine superficielle de la moraine de fond;
— la présence d'autres dépôts, comme les varves ou le lœss, en association avec les conglomérats;
— la composition pétrographique de ces conglomérats, qui doivent posséder des fragments de roches et des minéraux facilement altérables sous climat chaud et tempéré.

La moraine frontale se dispose en forme d'arc de cercle qui souligne la limite d'avancement du glacier. Les torrents d'eau de fusion de la glace sont situés soit à la surface du glacier, soit dans des « galeries » à l'intérieur et au fond du glacier. Ils transportent des graviers et du matériel détritique fin qui se déposent en rubans allongés dans la direction du mouvement du glacier et, par conséquent, perpendiculairement à la moraine frontale. Les torrents glaciaires qui se situent au front des glaciers sont chargés en matériel sableux et limoneux se déposant parfois sous forme deltaïque. En réalité, un tel dépôt est souvent chaotique car le glacier peut avancer au cours d'une phase postérieure, auquel cas ces dépôts sont repris et modifiés. Un dépôt typique de cette zone est connu sous le nom de *varves*. Il s'agit de couches d'une épaisseur constante de quelques centimètres et qui se divisent en deux parties :
— une base sableuse de couleur claire se déposant pendant les périodes de printemps et d'été, au moment de la fonte de la glace;
— un sommet argileux de couleur sombre, d'épaisseur plus faible, qui représente un dépôt plus lent pendant les mois froids.

Les argiles apportées en solution dans les lacs glaciaires ont une répartition uniforme et se maintiennent longtemps en suspension. En effet, la pauvreté des eaux douces en électrolytes empêche la floculation de ces argiles qui ne précipitent qu'au cours du gel hivernal lorsque les courants sont très faibles. Cette alternance saisonnière des dépôts de varve permet d'effectuer des corrélations stratigraphiques entre les formations glaciaires d'une région donnée. Elle permet également d'établir une chronologie absolue des événements pour les périodes glaciaires les plus récentes, c'est-à-dire celles du Quaternaire terminal (Holocène).

Le lœss est un dépôt éolien de limon. Il a une structure massive et constitue des formations étendues mais



E.P.S.

▲ *Un exemple de* **milieu sédimentaire continental désertique** : *le « désert rouge » en Arizona (U.S.A.).*
▼ **Une plage en Turquie avec la morphologie typique des croissants de plage.**



E. Sappa

d'épaisseur limitée. Il est situé dans les régions désertiques qui sont à la périphérie des zones recouvertes par des sédiments fluvioglaciaires. Si le limon provient des régions ayant subi des glaciations, l'érosion a lieu pendant les périodes où le climat est subaride et le dépôt est formé uniquement de sédiments fluvioglaciaires.

Le milieu désertique

Le milieu sédimentaire désertique est caractérisé par la rareté des précipitations atmosphériques, qui sont regroupées pendant des périodes très brèves de l'année. Dans les zones les plus proches des reliefs orographiques, l'agent de transport est constitué par de violents écoulements boueux, alors que dans les autres parties du désert c'est principalement le vent. Les déserts recouvrent actuellement plus d'1/5 des terres émergées et les phénomènes d'érosion y prédominent sur ceux de sédimentation. Celle-ci n'a lieu que dans les parties les plus basses du point de vue topographique.

Actuellement, on peut distinguer deux types morphologiques de déserts suivant les processus d'érosion et de sédimentation qui y règnent. Le plus important est représenté par les dépressions existant entre les chaînes de montagnes assez récentes, par exemple, les zones désertiques du sud-ouest des États-Unis (Californie du Sud, Arizona, Utah) et du centre de l'Asie (désert de Gobi, etc.). L'autre type correspond aux déserts qui s'étendent sur de très grandes surfaces, comme la majeure partie du Sahara, et dont la morphologie est très plane.

Les sédiments qui se trouvent dans les dépressions entre les chaînes de montagnes proviennent de l'érosion des roches qui les constituent. Sous climat aride, ces roches subissent une désagrégation mécanique et sont transportées en masse vers les dépressions par des éboulements boueux qui surviennent lors de pluies torrentielles de courte durée. Le manque d'eau qui sévit pendant la majeure partie de l'année rend l'altération chimique pratiquement nulle malgré une température moyenne élevée. C'est pourquoi les minéraux instables sous climat humide, comme les feldspaths, peuvent encore être abondants dans ce type de matériel détritique. Les sédiments du faciès de raccord entre la chaîne de montagnes soumise à l'érosion et la dépression sont formés de graviers qui se disposent en un cône similaire aux cônes de déjection dans les régions à climat tempéré. Ce sont des dépôts chaotiques ne possédant aucun classement granulométrique. Pendant les périodes de sécheresse, ces sédiments subissent une érosion éolienne importante. Le vent transporte le sable et le limon, alors que les galets restent sur place et forment un conglomérat résiduel. Ces galets sont souvent dépolis par la corrosion éolienne, due au frottement des grains de sable transportés par le vent. Ils ont souvent une forme aplatie caractéristique, avec trois faces dépolies séparées par des arêtes. Les galets désertiques actuels et anciens peuvent également présenter une surface recouverte par une mince pellicule translucide, appelée vernis du désert. Cette patine est formée d'oxydes de manganèse et de fer qui se déposent par évaporation de l'eau interstitielle.

Les sédiments de la partie centrale des bassins désertiques sont formés de sable bien classé, transporté par le vent. Les grains de quartz, très arrondis, sont dépolis en raison des nombreux chocs qu'ils subissent les uns contre les autres au cours de leur transport aérien.

La partie centrale de certaines dépressions désertiques actuelles est occupée par une couche d'eau salée peu épaisse dont l'extension varie selon les périodes de l'année. L'eau provient des régions montagneuses, s'infiltre entre les galets et le sable en suivant un cours plus ou moins souterrain et reste dans la partie centrale des dépressions. Les sédiments de cette partie centrale sont bien stratifiés et ont une texture plus fine que celle du sable des dunes. On rencontre également dans cette zone des sédiments évaporitiques provenant de la précipitation des sels dissous dans l'eau ; les plus fréquents sont le carbonate de calcium, la dolomite, le sulfate de calcium (gypse et anhydrite), et des sels de sodium (chlorures, sulfates et carbonates). Les sels de potassium sont très rares.

Les sédiments actuels des zones désertiques présentent souvent une couleur noirâtre due à un sulfure de fer colloïdal, l'hydrotroïlite, qui se forme dans un milieu riche en hydrogène sulfuré, lequel provient de la réduction des ions sulfate de la solution sous l'action des Bactéries sulfato-réductrices. Les restes organiques sont rares, hormis quelques os de Vertébrés sur les rives du lac central. Les figures de dessèchement sont évidemment très fréquentes (fentes de retrait, conglomérats intraformationnels) ; cependant elles se rencontrent également dans les sédiments lacustres déposés sous climat tempéré.

Les milieux de transition

Les milieux côtiers et lagunaires

Le milieu côtier ou littoral forme la transition progressive entre le milieu marin peu profond dit néritique d'une part, et le milieu continental fluviatile ou palustre d'autre part. Il est très important de pouvoir distinguer les sédiments de ces divers milieux pour effectuer des reconstitutions paléogéographiques précises. De plus, certains sédiments, comme des grès déposés en milieu littoral, peuvent accumuler des hydrocarbures et des minéraux ferrifères, ce qui leur confère un intérêt économique certain.

Il faut tout d'abord distinguer du point de vue morphologique les côtes formées de falaises élevées et celles qui sont planes et formées par une plage.

Au large des côtes formées de falaises, s'accumulent des blocs arrachés à la côte rocheuse sous l'action des vagues. Les dépôts ont une épaisseur et une extension très limitées et forment une bande étroite qui, d'un côté, se termine contre la roche en place, et de l'autre passe à des sédiments marins arénacés ou limoneux vers la mer. Les roches constituant ce type de côte sont le plus souvent très résistantes, magmatiques ou métamorphiques ; elles se délitent en blocs dont le diamètre diminue très rapidement quand on va vers la mer. Ce type de dépôts est très rare dans les séries géologiques. On ne retrouve, le plus souvent, qu'une formation arénacée présentant localement un aspect conglomératique avec des galets de même nature lithologique que la roche sous-jacente. Ce phénomène se produit au cours de transgressions marines sur les continents.

Les dépôts de plage sont essentiellement constitués par du sable quartzeux et représentent des formations importantes dans les séries géologiques anciennes. Leur épaisseur est cependant limitée à quelques dizaines de mètres. Ils se forment au cours de transgressions marines sur un continent aplani de type plate-forme, comme en témoigne l'évolution importante des dépôts sableux.

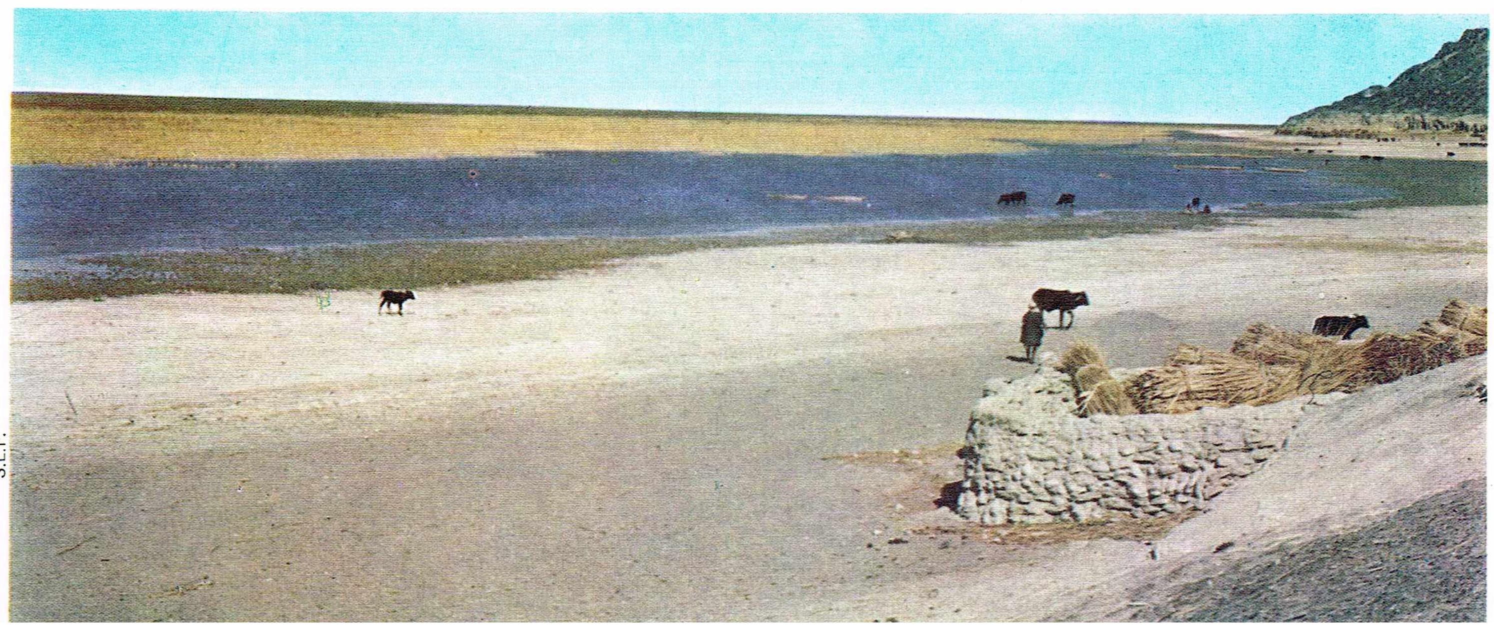
Le *milieu littoral proprement dit* comprend une zone située entre les niveaux de basse mer et de haute mer, et qui est appelée *zone de balancement des marées*, ou *estran*. D'autre part, plus proche du continent, se trouve une zone qui n'est atteinte par l'eau qu'au cours des très grandes marées ; cette zone peut être appelée *haut de plage*. Sur l'estran, le sable se dépose en couches légèrement inclinées vers la mer et formées de petits lits parallèles à la surface de la plage. Chaque lit se différencie par sa granulométrie et par sa composition minéralogique : les zones les plus sombres sont riches en minéraux lourds (magnétite, grenat, etc.), qui se concentrent là où l'énergie de la houle est suffisante pour exporter les autres constituants. Le sable côtier contient généralement un pourcentage de minéraux lourds nettement supérieur à la normale : certains lits peuvent en contenir jusqu'à 50 %.

Le sable côtier présente généralement des structures sédimentaires typiques. Si celles-ci sont malheureusement rarement conservées dans les grès anciens, elles sont très remarquables sur les plages actuelles. Il s'agit, par exemple, de certaines figures dues au ressac ou au ruissellement ainsi que de perforations des surfaces de

P. Popper

▲ ***Les falaises abruptes de la côte à Land's End Point en Cornouailles : on observe des blocs arrachés à la côte rocheuse sous l'action des vagues.***

▼ ***Un lac désertique en voie d'assèchement en Iran.***



S.E.F.

Beaujard - Cedri - Poggio

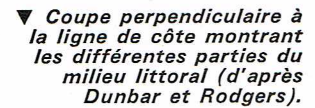
▲ ***Un exemple de côte marine sableuse au nord du Cap-Ferret (Gironde).***

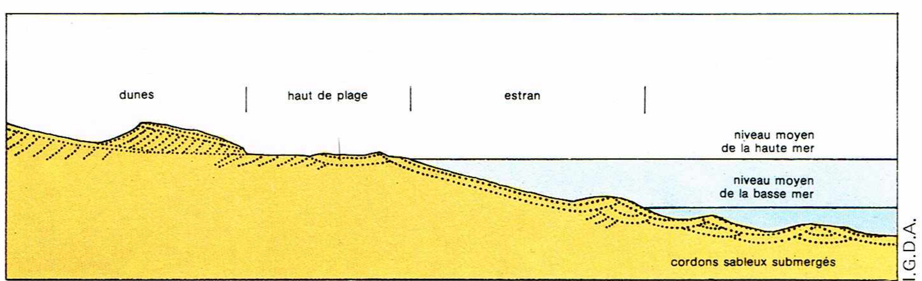
stratification, résultant le plus souvent de l'activité biologique d'organismes. D'autre part, certains organismes comme des Mollusques, des Crustacés ou des Annélides vivent enfouis dans le sable et y creusent des galeries. Ces galeries ont un trajet et une forme variables suivant les espèces et sont souvent bien conservées dans les dépôts anciens. Elles se présentent dans ces cas sous forme de tubes remplis de sable plus ou moins limoneux dont la texture est différente de celle du grès qui l'entoure.

Le sable qui se sédimente dans les premiers mètres de profondeur du milieu néritique se différencie du sable littoral par un développement moins important des stratifications parallèles, lesquelles sont progressivement remplacées par des stratifications obliques. En effet, les fonds marins actuels qui sont situés juste au large de la ligne de côte sont souvent couverts de sortes de barres sableuses allongées parallèlement à la côte. Les courants côtiers peuvent également provoquer la formation d'autres barres de sable allongées obliquement par rapport à la côte. D'autre part, le fond sableux présente des ondulations typiques dues aux courants de houle; celles-ci sont très nettes sur le littoral actuel mais très mal conservées dans les séries anciennes. La faune est rare et se concentre dans les petites dépressions, à l'abri de l'action des courants.

La limite entre la zone de balancement des marées, ou zone intertidale, et la terre ferme est soulignée par une bande étroite de sable grossier, de petits galets et de débris de coquilles. De part et d'autre de ce faciès, le pendage de la plage varie; en effet, du côté de l'estran la surface est légèrement inclinée, alors que du côté du haut de plage elle est accidentée mais plane. Cette limite entre l'estran et le haut de plage est parfois formée par une succession de croissants de plage dont la morphologie est typique. Les dépôts du haut de plage, dont la structure est moins régulière que les sables de l'estran, peuvent être inclinés vers le continent.

Si l'on s'éloigne encore vers l'intérieur des terres, on trouve des dépôts sableux plus développés que sur la ligne de côte proprement dite, qui s'organisent en système dunaire. En fait, le sable de ces dunes est du sable littoral repris par le vent. Il présente les caractères d'un sable éolien avec des stratifications entrecroisées, mais sa texture (forme des grains, diamètre moyen) n'est que





▼ ***Coupe perpendiculaire à la ligne de côte montrant les différentes parties du milieu littoral (d'après Dunbar et Rodgers).***

légèrement différente de celle du sable littoral. Par exemple, si la plage est calcaire, oolithique ou pseudo-oolithique avec des fragments de coquilles, la dune aura la même composition.

Le sable n'est pas le seul sédiment qui se dépose en milieu littoral. En certains points de la côte, la sédimentation peut être essentiellement limoneuse et argileuse, avec parfois une accumulation importante de matière organique provenant d'Algues ou de végétaux supérieurs aquatiques. Ce phénomène se produit surtout à l'embouchure des fleuves, dans les estuaires, où la quantité de matériel en suspension est très importante. Le milieu estuarien représente un cas particulier du milieu littoral, et il y règne généralement une sédimentation spécifique ; en effet, les circulations d'eau y sont la résultante des courants marins de flux et de jusant ainsi que du courant fluviatile. Ce jeu complexe de courants ne facilite pas toujours la sédimentation dans l'estuaire lui-même, et les dépôts s'effectuent le long de la côte sur les bords de l'embouchure du fleuve.

Le phénomène de floculation est une des causes importantes de la sédimentation des particules argileuses à leur entrée dans les eaux salées. Les sédiments vaseux actuels présentent parfois des alternances de lits plus grossiers et de lits à granulométrie plus fine. La sédimentation a lieu, le plus souvent, à proximité des chenaux de marée dont les nombreuses ramifications entaillent la côte. Au cours de la marée montante, le flux progresse le long de ces chenaux et s'étend sur toute la surface, généralement plane, de la côte. Il s'y dépose alors des argiles, qui sont noires à cause des conditions très réductrices du milieu de sédimentation.

Les *lagunes* proprement dites sont des étendues d'eau situées derrière les barres sableuses (tombolos) et n'ayant qu'une communication restreinte avec la mer ouverte. Ce terme désigne également les eaux isolées au milieu des atolls ou entre les barrières récifales et la terre ferme.

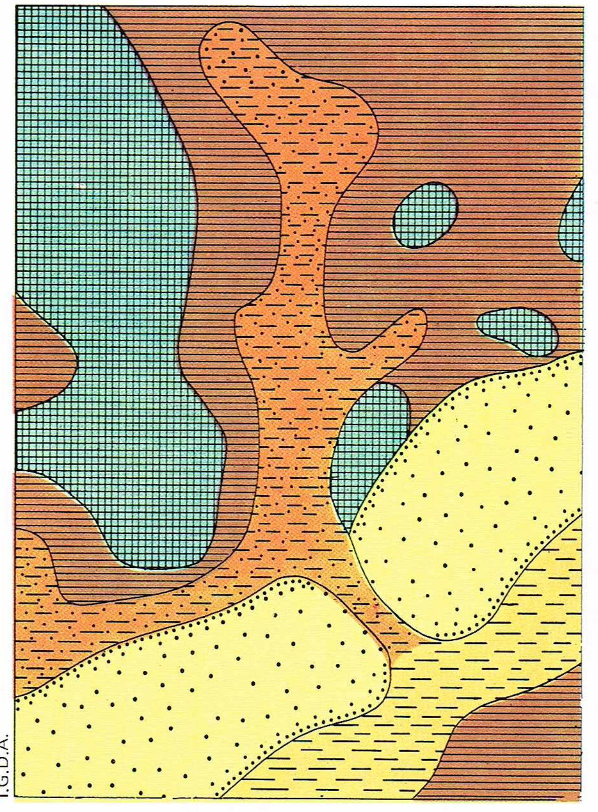
Sous climat tempéré, les sédiments qui se déposent dans les lagunes sont essentiellement des débris clastiques, constitués d'argiles et de limon. Ces sédiments peuvent avoir plusieurs origines : d'une part, ils peuvent être apportés par les fleuves ; mais surtout, ils se déposent à la suite de grandes marées qui peuvent envahir la lagune en traversant le cordon sableux. On trouve dans ces lagunes des chenaux de marée ramifiés de même type que ceux qui se développent dans la vase. Les sédiments argileux se déposent à la périphérie de ces chenaux, alors que du limon et du sable grossier emplissent la partie centrale. L'aspect général du dépôt est assez semblable à celui que l'on rencontre dans les dépôts fluviatiles classiques.

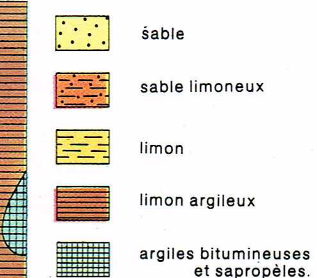
Sous climat aride, l'absence de cours d'eau permanents et la très forte évaporation provoquent la précipitation de sédiments évaporitiques (évaporites, calcaire, etc.) dans les lagunes. La faune est pratiquement absente dans les dépôts lagunaires car ces milieux sont soumis à des variations importantes de salinité en fonction des apports plus ou moins abondants d'eau douce ou d'eau marine. Certains Poissons ou organismes marins peuvent être apportés dans les lagunes au cours de grandes marées ; mais si les conditions de salinité sont défavorables, ils meurent et l'on retrouve leurs restes englobés dans les sédiments.

Le milieu deltaïque

Lorsqu'un cours d'eau pénètre dans un bassin lacustre ou marin, la vitesse du courant diminue brutalement, ce qui provoque la sédimentation des particules transportées. Les sédiments s'accumulent donc préférentiellement dans cette zone que l'on appelle un *delta*. Si le fleuve se jette à la mer, l'énergie mécanique des marées, des houles et des vagues peut provoquer une dispersion des sédiments. L'embouchure du fleuve acquiert alors les caractéristiques d'un *estuaire,* et le matériel détritique se dépose latéralement et tend à former une côte vaseuse.

Le milieu deltaïque se développe pour sa plus grande part sous l'eau, seules quelques zones étant émergées. Dans les petits deltas, c'est-à-dire essentiellement les deltas lacustres, les sédiments de ces deux parties, aérienne et aquatique, se différencient nettement. Au contraire, dans les grands deltas marins, les dépôts présentent des caractéristiques beaucoup plus uniformes.



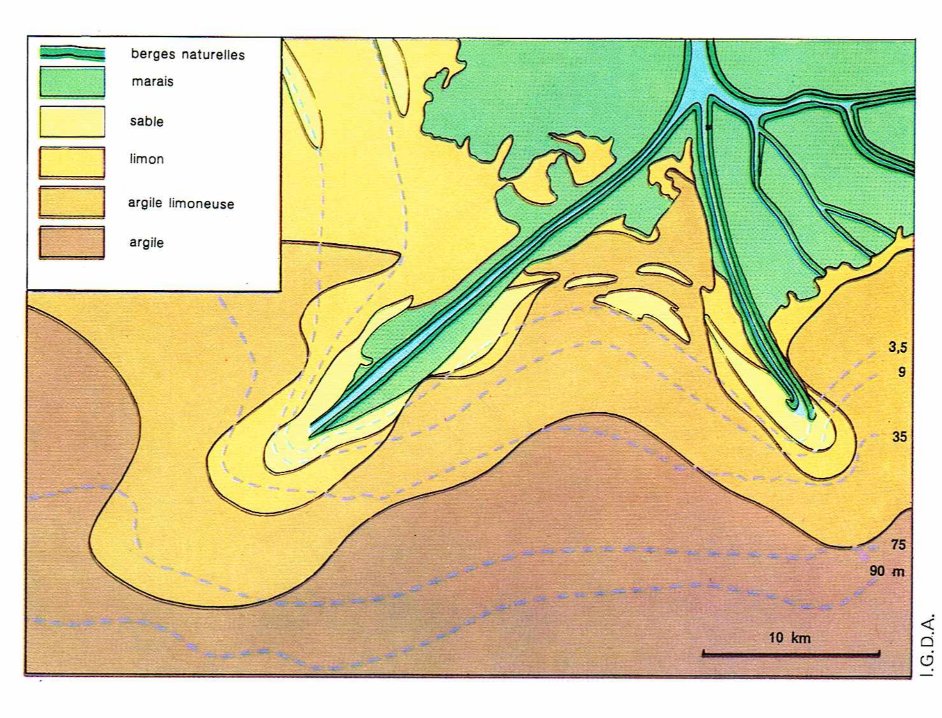


◀ ***Carte schématique de la répartition des sédiments dans une lagune (la baie de Barataria) sur la côte du golfe du Mexique près de l'embouchure du Mississippi ; émergent : le littoral sableux, en jaune, qui sépare la lagune de la mer ouverte (en bas) et une partie des zones de couleur gris-bleu, qui sont les îles basses, couvertes de végétation. Remarquer la forme sinueuse et ramifiée des chenaux de marée (jaune plus foncé) [d'après Krumbein].***

Une zone deltaïque peut se diviser en plusieurs parties :

Les *dépôts horizontaux supérieurs, qui se développent en milieu subaérien,* sont analogues aux sédiments fluviatiles. Ils sont constitués de limon et d'argile apportés par les fleuves pendant les crues. On y trouve également des lentilles sableuses disposées en rubans, qui correspondent au remplissage des chenaux ramifiés du cours d'eau. Les caractéristiques de ces dépôts dépendent de la quantité des apports détritiques et de la distribution de ces apports au cours de l'année. Par exemple, si l'apport en matériel détritique s'effectue pendant une crue de courte durée, les eaux envahissent la totalité du delta ; toutefois, en période d'étiage, les courants côtiers et les vagues provoquent une redistribution des sédiments. Une côte sableuse rectiligne s'édifie, tandis que le matériel détritique fin est exporté vers le large. Au contraire, lorsque la capacité de transport des eaux

▼ ***Carte d'une partie du delta du Mississippi. Les zones émergées sont en vert, celles qui sont sous l'eau en jaune ou ocre suivant la nature des sédiments (d'après Fisk et coll.).***





S. Prato

▲ *Vue aérienne d'un* **atoll** *corallien en Polynésie. Les îles recouvertes par la végétation sont formées de sable calcaire accumulé par les courants et le vent. En bordure de ces îles, on trouve la plate-forme organogène recouverte d'une mince pellicule d'eau; cette plate-forme se développe aussi bien du côté de la lagune, ou lagon (à gauche), que vers la mer ouverte.*

▶ *Page ci-contre, en bas, les études sur les formes de vie océanique et les sédiments marins sont effectuées d'une part par des bateaux océanographiques et d'autre part à l'aide de submersibles et de bathyscaphes comme celui utilisé par l'équipe du commandant J. Y. Cousteau.*

fluviatiles ne varie pas au cours de l'année, l'embouchure de chaque chenal du delta progresse vers la mer ouverte, et il se forme un delta digité. La ligne de côte est sinueuse; des anses se forment entre chaque chenal du delta. Le plus souvent, dans ces anses recouvertes d'un film d'eau très mince, la végétation s'installe. Dans ce cas, le matériel détritique apporté par le fleuve se dépose dans les chenaux, ce qui provoque un rehaussement du fond près de l'embouchure. Le dépôt peut également « engraisser » les berges naturelles qui se forment latéralement à la suite de certaines crues, de la même façon que dans les plaines alluviales. Ces berges peuvent être rompues localement et les eaux envahissent les anses, qui ont les caractéristiques de marais côtiers.

Les *dépôts horizontaux supérieurs, qui se développent en milieu subaquatique,* ont des caractéristiques assez analogues à celles des sédiments marins néritiques. On y trouve des petites couches horizontales de sable fin et de sable plus grossier près de l'embouchure des principaux chenaux du fleuve. Les variations importantes de salinité empêchent le développement de la faune; les sédiments sont donc surtout détritiques. Cependant, certaines substances, comme la silice ou des hydroxydes de fer, transportées en solution ou sous forme colloïdale, peuvent floculer et donner naissance à des dépôts d'origine chimique. Elles ne représentent, toutefois, qu'une faible part des dépôts qui sont essentiellement clastiques, et on ne les retrouve que rarement dans les formations actuelles et anciennes.

Les *dépôts obliques* sont formés de limon et de sable fin; on rencontre parfois du sable plus grossier dans les petits deltas lacustres, et l'inclinaison des couches est importante (jusqu'à 30°). Dans les grands deltas marins, le pendage des couches est très faible (quelques degrés), et le changement lithologique par rapport aux dépôts horizontaux supérieurs est très progressif. La faune benthique ainsi que les sédiments détritiques provenant de la terre ferme sont parfois abondants. La sédimentation chimique est moins perturbée par le matériel détritique.

Les *dépôts horizontaux inférieurs*, composés de limon et d'argile, ne se distinguent des sédiments marins profonds que par une vitesse de sédimentation légèrement plus grande. Les formations sédimentaires déposées en milieu deltaïque sont assez fréquentes dans les séries géologiques. Les dépôts supérieurs horizontaux peuvent être érodés à la suite d'une transgression marine; toutefois, s'ils sont conservés, ils se présentent sous forme d'argiles et de grès rougeâtres de structure identique à celle des dépôts fluviatiles. La couleur rouge s'atténue et disparaît dans les roches formées en milieu subaquatique. Il s'agit de grès fins, grisâtres, bien stratifiés et dépourvus de fossiles; ils passent latéralement à des dépôts de limon et d'argile assez épais.

Le milieu récifal

Le milieu de sédimentation corallien représente un aspect particulier du milieu côtier, dont il possède de nombreuses caractéristiques. Il se rencontre dans les régions où l'apport détritique est très faible et où la température moyenne annuelle est relativement élevée. Les récifs coralliens se développent également en pleine mer, loin des côtes, autour d'édifices volcaniques submergés. Les sédiments qui précipitent en milieu corallien sont d'abord calcaires et subissent souvent une dolomitisation au cours de la diagenèse. Leur structure et leur texture varient selon les caractéristiques morphologiques du récif.

Les récifs tabulaires sont formés de l'accumulation d'organismes de dimensions assez limitées et qui ne sont pas obligatoirement émergés. On les retrouve dans les séries géologiques sous forme de biohermes lentiformes, calcaires ou dolomitiques. Ils se distinguent des calcaires de biostrome qui les entourent par le fait qu'ils ne possèdent pas de stratification.

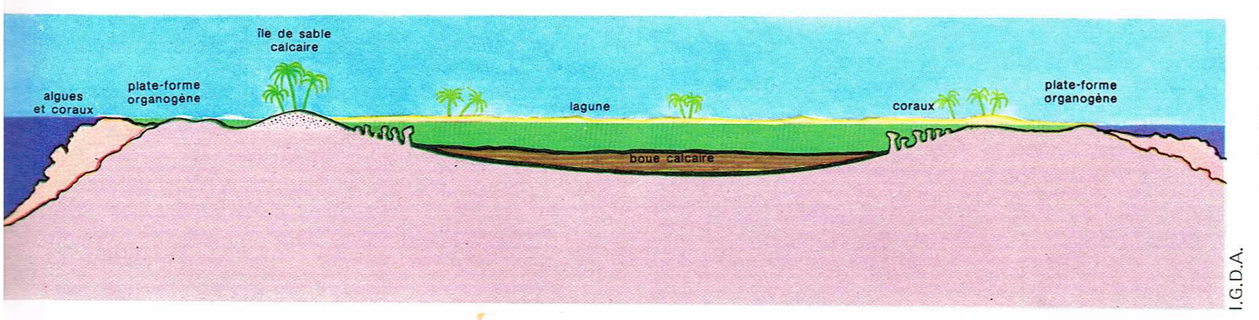
Les barrières coralliennes et les atolls sont beaucoup plus développés. Les premières se situent le long d'une ligne de côte, comme la Grande Barrière australienne; les seconds sont en mer ouverte. Ces deux types de milieu corallien ont une morphologie fondamentale commune : ils sont constitués par une barrière proprement dite qui émerge partiellement et par une lagune enfermée dans l'atoll dont la communication avec la mer ouverte est limitée. Dans le cas des barrières coralliennes, la lagune se situe entre la barrière et la terre ferme et il est très rare que la barrière se construise contre la terre ferme sans laisser place à cette lagune.

Si l'on fait une coupe en partant de la mer ouverte et en allant vers le récif, on rencontre tout d'abord une plate-forme organogène située au niveau moyen des marées et partiellement découverte à basse mer. Cette plate-forme, large de quelques centaines de mètres, s'aggrade vers la mer libre grâce à la reproduction des organismes calcaires qui la constituent; il s'agit essentiellement d'Algues calcaires (Lithothamniées) et de quelques coraux. La croissance des récifs est gênée par l'action destructrice des vagues qui arrachent des blocs de roches du front du récif; ceux-ci s'éboulent sur la pente et forment des cônes de débris calcaires (biocalcirudites intraformationnelles dans les séries géologiques anciennes).

Dans la plate-forme récifale, recouverte par une mince couche d'eau à marée haute, vivent certains Bivalves et Foraminifères. On retrouve leurs tests associés à ceux des coraux et aux thalles des Algues, l'ensemble étant rapidement brisé par l'action des vagues. Il se forme donc un sable calcaire grossier qui, par le jeu des courants, peut constituer une île qui se couvre ensuite de végétation. Ces îles, très fragiles, peuvent être érodées à la suite d'une grande marée ou d'une tempête.

Au-delà de la barrière récifale elle-même se trouve la lagune, située juste avant la terre ferme. L'eau de la lagune est relativement calme et sa profondeur constante. Le fond est recouvert de sable et de limon calcaire qui proviennent de l'érosion des zones émergées du récif ou d'une précipitation chimique directe à partir du carbonate de calcium en solution. Un très grand nombre de colonies de coraux peut se développer sur le fond du lagon; parfois, ces colonies émergent. Dans les barrières récifales, le fond de la lagune peut être totalement ou partiellement occupé par des sédiments clastiques terrigènes, gréseux ou argileux.

Dans les formations récifales anciennes, il est souvent possible de reconnaître un calcaire de bioherme proprement dit. Massif et poreux, il constitue une partie importante du récif. Les roches sédimentaires qui se forment dans les lagunes récifales sont constituées de calcaires



◀ **Coupe schématique d'un atoll.** *En réalité, les amas d'Algues calcaires et de coraux qui constituent la plate-forme organogène sont peu à peu remplacés par des brèches calcaires quand on s'éloigne vers le large.*

pélagiques à texture très fine et finement lités (calcaire lithographique). Dans les atolls, on observe des calcaires pélagiques souvent argileux, qui passent progressivement à des argiles et des grès rouges. Des dépôts évaporitiques s'y associent parfois quand on se rapproche de la terre ferme, dans les cas des barrières récifales.

Les milieux marins

Les milieux de sédimentation marins sont divisés en trois grandes parties : au fur et à mesure que la profondeur augmente, on rencontre successivement le *milieu néritique*, le *milieu bathyal* et le *milieu abyssal*. Les limites entre ces trois zones sont arbitraires et ne correspondent pas toujours à des changements morphologiques ou à des variations dans le type de sédimentation, surtout pour les sédiments profonds. Classiquement, le milieu néritique s'étend depuis le niveau de basse mer jusqu'à une profondeur d'environ 200 m, le milieu bathyal de 200 à 2 000 m de profondeur, et le milieu abyssal au-delà de 2 000 m.

Le milieu néritique occupe la zone appelée *plateau continental ;* il s'agit d'une plate-forme sous-marine très étendue qui entoure les terres émergées. Elle peut même constituer la totalité de certaines mers épicontinentales, comme la mer Baltique. La limite inférieure du plateau continental correspond à un brusque changement de pente des fonds marins qui souligne le début du *talus continental*. Dans certaines régions, ce changement de pente a lieu à une profondeur de quelques centaines de mètres, alors que dans d'autres zones, il peut s'effectuer à une profondeur moins importante (quelques dizaines de mètres) ; c'est pourquoi la limite bathymétrique de 200 m est relativement arbitraire.

Une partie très importante des roches sédimentaires marines des séries géologiques anciennes se sont probablement formées dans le milieu néritique, sur des fonds marins parfois très étendus de type épicontinental. En effet, les sédiments océaniques très profonds des fosses abyssales ne sont pas toujours soumis à des phénomènes orogéniques de plissement et de soulèvement qui les amènent à former des chaînes de montagnes. Ils peuvent rester dans les fonds océaniques pendant de longues périodes géologiques sans être amenés à la surface. Dans le milieu bathyal, la sédimentation est limitée et ce sont surtout les phénomènes de transport qui ont lieu, sauf dans le cas de bassins sédimentaires proches des continents et séparés de la mer ouverte par la présence d'un haut-fond.

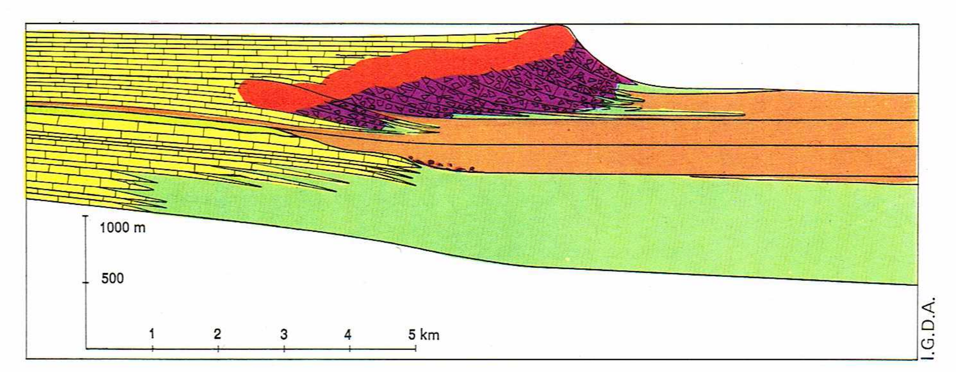
L'étude des sédiments néritiques actuels, réalisée au cours de missions océanographiques, a montré que leur composition était très variée. En effet, on observe rarement un passage progressif entre les sables côtiers, le limon et les argiles, et enfin les sédiments calcaires d'origine chimique ou organique. Souvent, les dépôts détritiques sableux se trouvent à proximité de la bordure externe du plateau continental, alors que les sédiments plus fins, comme le limon, peuvent recouvrir de grandes surfaces dans des zones peu profondes relativement proches du continent.

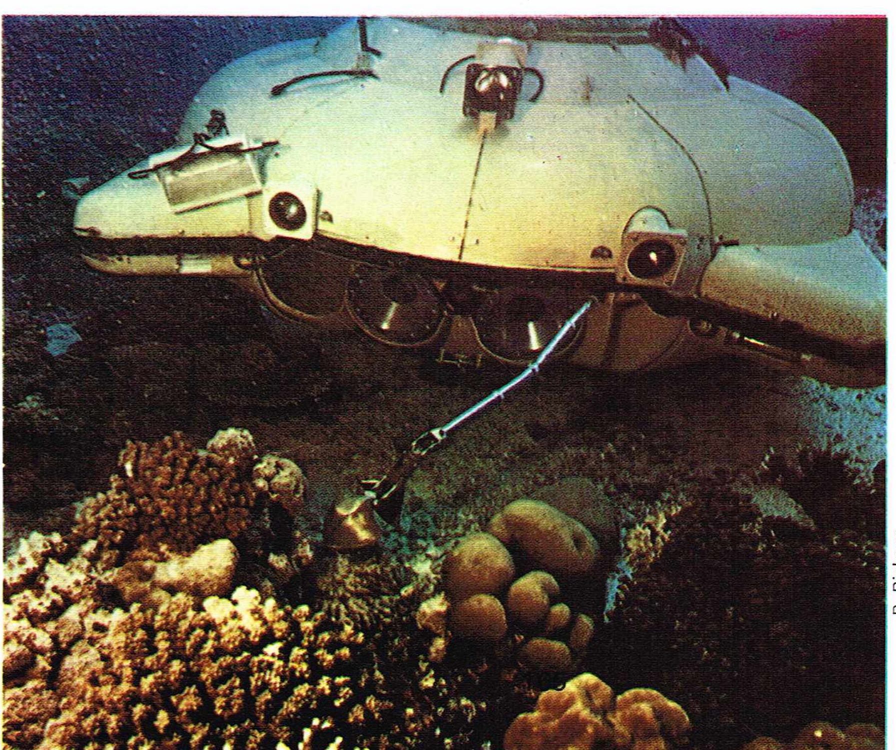
La distribution actuelle des sédiments néritiques est directement influencée par l'histoire géologique de l'ère quaternaire et, plus particulièrement, par l'abaissement général du niveau des océans. Cet abaissement, dû aux glaciations pléistocènes, a probablement eu une amplitude de 100 à 200 mètres. C'est pourquoi le plateau continental était presque totalement émergé pendant les glaciations ; il était couvert de sédiments de toute origine : continentaux, lacustres, glaciaires ou éoliens.

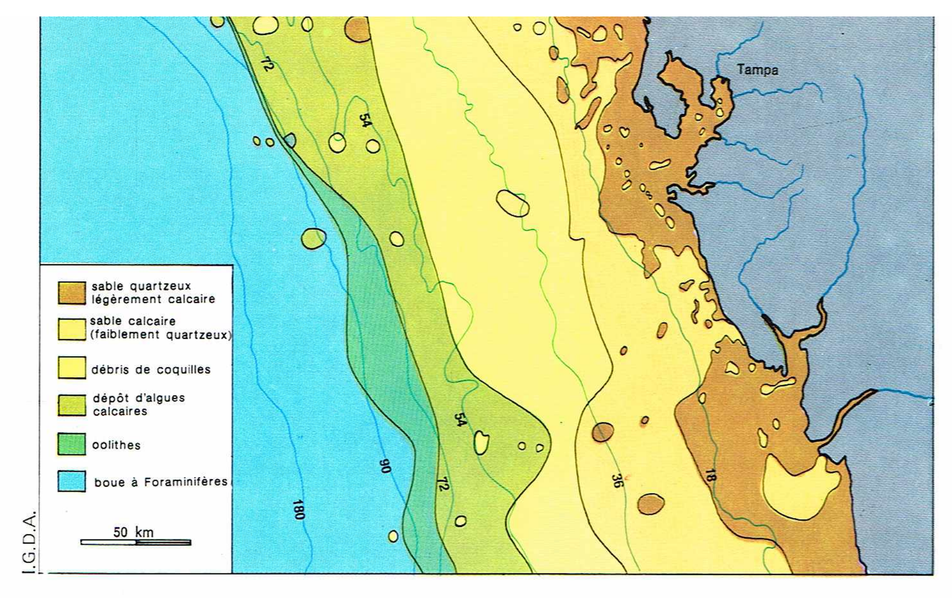
Depuis la fin du Pléistocène jusqu'à nos jours (quelques millions d'années), le niveau de la mer a eu tendance à remonter par suite de la fonte d'une grande partie des calottes glaciaires. La mer a donc recouvert les zones côtières, ce qui a provoqué un remaniement des sédiments ; mais, en fait, ceux-ci ont conservé la composition et les caractéristiques de la sédimentation continentale pléistocène. On les retrouve dans le milieu néritique actuel, parfois recouverts d'une pellicule de sédiments holocènes qui peut être localement érodée. C'est ainsi que l'on retrouve les dépôts de graviers d'anciennes moraines submergées au large de la côte atlantique en Amérique septentrionale, ou les dunes submergées du Dogger Bank en mer du Nord. De même, la remontée du niveau marin à l'Holocène est à l'origine de la mise en place de la majorité des grands deltas actuels qui se sont édifiés sur des sédiments sableux fluviatiles.

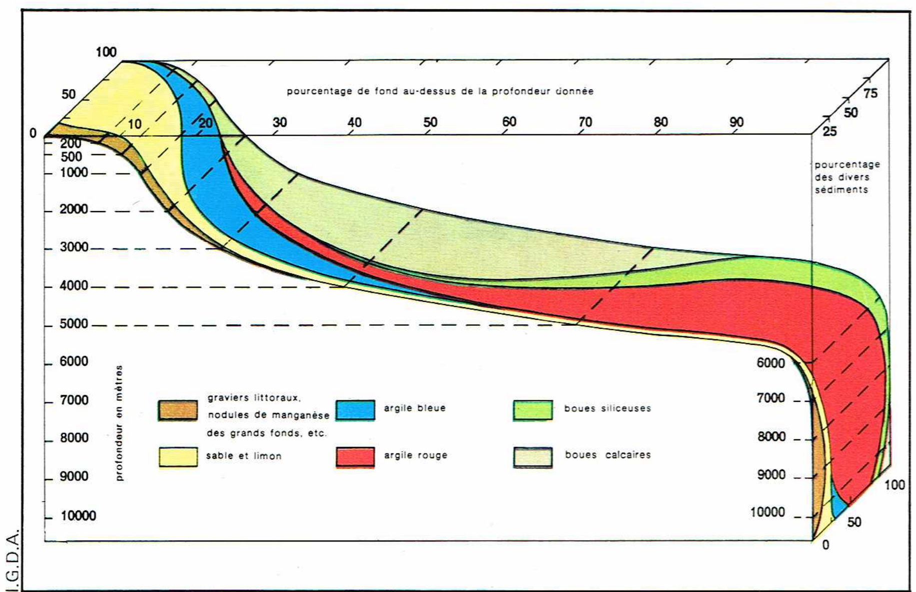
Dans les régions qui n'ont pas été soumises aux glaciations pléistocènes, les sédiments holocènes néritiques sont très variés. Leur nature dépend essentiellement des conditions géomorphologiques et climatiques qui régnaient dans les zones d'alimentation. Au large des embouchures des grands fleuves, on trouve des quantités importantes de sable quartzeux, de limon et d'argile ; leurs distributions respectives sont assez irrégulières et

▼ *Ci-dessous, coupe d'une* **barrière récifale** *permienne au Texas ; la coupe est perpendiculaire à la direction d'accroissement de la barrière. En rouge, le bioherme proprement dit ; en jaune, les calcaires et dolomies qui se déposent dans la lagune entre le récif et la terre émergée (à gauche) ; en violet, les calcaires détritiques qui se forment sur la pente du récif ; en beige, les arénites ; en vert foncé, les calcaires et les argiles de mer profonde ; leur limite supérieure représente le niveau marin à la fin de la sédimentation (d'après King).*









▲ *En haut, nature des sédiments néritiques au large des côtes ouest de Floride (U.S.A.). Les lignes isobathymétriques représentent la profondeur en mètres (d'après Gould et Stewart).*

Ci-dessus, répartition des principaux types de sédiments marins en fonction de la profondeur (d'après Bruun).

▼ *Parmi les roches les plus caractéristiques du milieu néritique, les phosphorites dont on observe ici une lame mince en lumière polarisée.*



dépendent surtout de la morphologie des fonds ainsi que de la répartition des courants. Au large des régions soumises à un climat chaud et aride, les sédiments d'origine organique et chimique sont prédominants : il s'agit de sables calcaires à Mollusques et à Foraminifères, de constructions récifales, et de boues calcaires organogènes ou de précipitations chimiques. Dans les régions situées sous des latitudes élevées, le matériel détritique transporté par les icebergs contribue de façon importante à la sédimentation marine néritique ou même plus profonde. Les sédiments ont alors les caractéristiques de dépôts glaciaires repris en milieu marin.

La topographie des fonds sous-marins détermine la répartition des courants ; elle a donc une grande influence sur le type de sédiments qui peuvent se déposer. Si le plateau continental présente une topographie très plane et s'il est ouvert vers la mer libre, le fond est balayé par les courants qui vont assurer le renouvellement de l'eau en oxygène. Au contraire, dans les mers épicontinentales encerclées par les terres, comme la mer Baltique, la topographie du plateau continental est accidentée et des hauts-fonds sous-marins empêchent la circulation des eaux avec la mer ouverte. Les eaux profondes sont donc très pauvres en oxygène car elles ne sont agitées que par des courants très faibles. Dans ces conditions, les sédiments néritiques sont surtout constitués d'argiles noirâtres, riches en matière organique, et les dépôts calcaires sont pratiquement absents. En effet, les eaux profondes et les eaux interstitielles des sédiments sont acides en raison de l'anhydride carbonique et de l'hydrogène sulfuré produits par l'activité biologique.

Le milieu néritique profond et la partie supérieure du milieu bathyal correspondent à une sédimentation plus intense de la matière organique. En effet, les organismes planctoniques et benthoniques pullulent dans cette zone où pénètre la lumière solaire, et qui est riche en substances nutritives apportées par les fleuves ou provenant de niveaux plus profonds. Toutes ces conditions sont extrêmement favorables au développement de la vie animale et végétale, et celle-ci est particulièrement intense à ce niveau du milieu marin.

L'accumulation de matière organique dans la partie du milieu néritique plus proche du continent est masquée par l'accumulation importante de substances non organiques dans cette zone. Dans les mers épicontinentales à circulation ouverte, les débris organiques sont presque totalement assimilés par le benthos, c'est-à-dire par des organismes qui vivent sur le fond. Au contraire, dans les mers à faible circulation où les organismes benthiques sont pratiquement absents à cause de la toxicité des eaux profondes (pauvreté en oxygène et présence d'hydrogène sulfuré), la matière organique s'accumule dans les sédiments.

Les roches sédimentaires qui se forment dans le milieu néritique sont extrêmement variées tant par leurs compositions lithologiques que par leurs textures ou leurs structures. Ces variations correspondent aux variations des conditions de sédimentation, qui sont fréquentes dans ce milieu. Parmi les roches les plus caractéristiques, on rencontre des *grès quartzeux* ou *feldspathiques* en couches bien régulières, des *argiles* parfois noirâtres, des *calcaires détritiques*, *biologiques* ou de *précipitation chimique*, des *phosphorites* et des *dépôts ferrifères*.

Les sédiments qui se déposent dans les milieux bathyaux et abyssaux sont moins variés que les sédiments néritiques et ont une vitesse de sédimentation plus faible. Ils correspondent respectivement à la zone du talus continental à des profondeurs comprises entre 200 et 2 000 m, et à la partie inférieure de ce talus à des profondeurs supérieures à 2 000 m. Il est difficile de distinguer les roches sédimentaires qui se forment dans ces deux types de milieu : en effet, les sédiments marins profonds sont très uniformes et ne possèdent pas de caractéristique typique du milieu bathyal, ni du milieu abyssal ; d'autre part, il est probable que les phénomènes de sédimentation en milieu profond dans les temps géologiques anciens ont été différents de ceux que l'on observe à l'époque actuelle.

La limite bathymétrique entre le milieu bathyal et le milieu abyssal est relativement arbitraire car il n'existe que des différences minimes entre les sédiments qui se déposent sur le talus continental et ceux des grands fonds océaniques. Sur le talus continental, on trouve

des sédiments détritiques assez fins, apportés par les vagues et les courants depuis les régions côtières et néritiques. Il s'agit, en général, d'argiles grisâtres ou de boues calcaires si la sédimentation de la zone néritique est calcaire. La teneur en matière organique de ces sédiments peut être élevée; elle est souvent formée par des organismes planctoniques microscopiques (Foraminifères, Radiolaires, etc.) dont les tests se déposent en même temps que le matériel détritique terrigène. C'est ainsi que l'on rencontre souvent des boues à Globigérines ou parfois à Ptéropodes (petits Gastéropodes planctoniques) dans le milieu bathyal. Des boues constituées de minuscules tests siliceux de Diatomées sont également très répandues sur les fonds océaniques actuels, principalement dans les régions froides, comme la zone antarctique. De même, des dépôts de Diatomées actuels ou anciens sont très fréquents dans le milieu néritique, dans les régions où l'apport détritique est faible et où les eaux sont enrichies en substances nutritives (nitrates, phosphates).

La teneur en matière organique des sédiments bathyaux qui se forment à des profondeurs supérieures à 1 000 m est assez faible, sauf s'il s'agit de composés résistants à l'altération. En effet, les tests de Protozoaires sont abandonnés au cours des processus de reproduction et les débris organiques qui proviennent des eaux superficielles où les conditions sont favorables à la vie (la lumière solaire pénètre jusqu'à 200 m de profondeur) sont en grande partie transformés ou assimilés par des organismes du type des Bactéries au cours de leur descente vers les grandes profondeurs.

Un des sédiments clastiques les plus typiques du milieu abyssal actuel est représenté par les *argiles rouges,* qui recouvrent de grandes surfaces du fond des trois océans. Leur origine pose un problème : il s'agit probablement de matériel détritique fin transporté par les courants et analogue aux argiles grises du milieu bathyal. Leur couleur rouge est due aux hydroxydes de fer qui peuvent précipiter au cours de la diagenèse. La composition chimique des argiles rouges est identique à celle de la moyenne des roches ignées, avec, cependant, de légères différences pour certains éléments : par exemple, un déficit en sodium, calcium et potassium qui sont solubles dans l'eau de mer, et un enrichissement en d'autres éléments insolubles comme l'aluminium, le fer ou le manganèse. (Ces deux derniers éléments peuvent d'ailleurs se concentrer sous forme de nodules métalliques.)

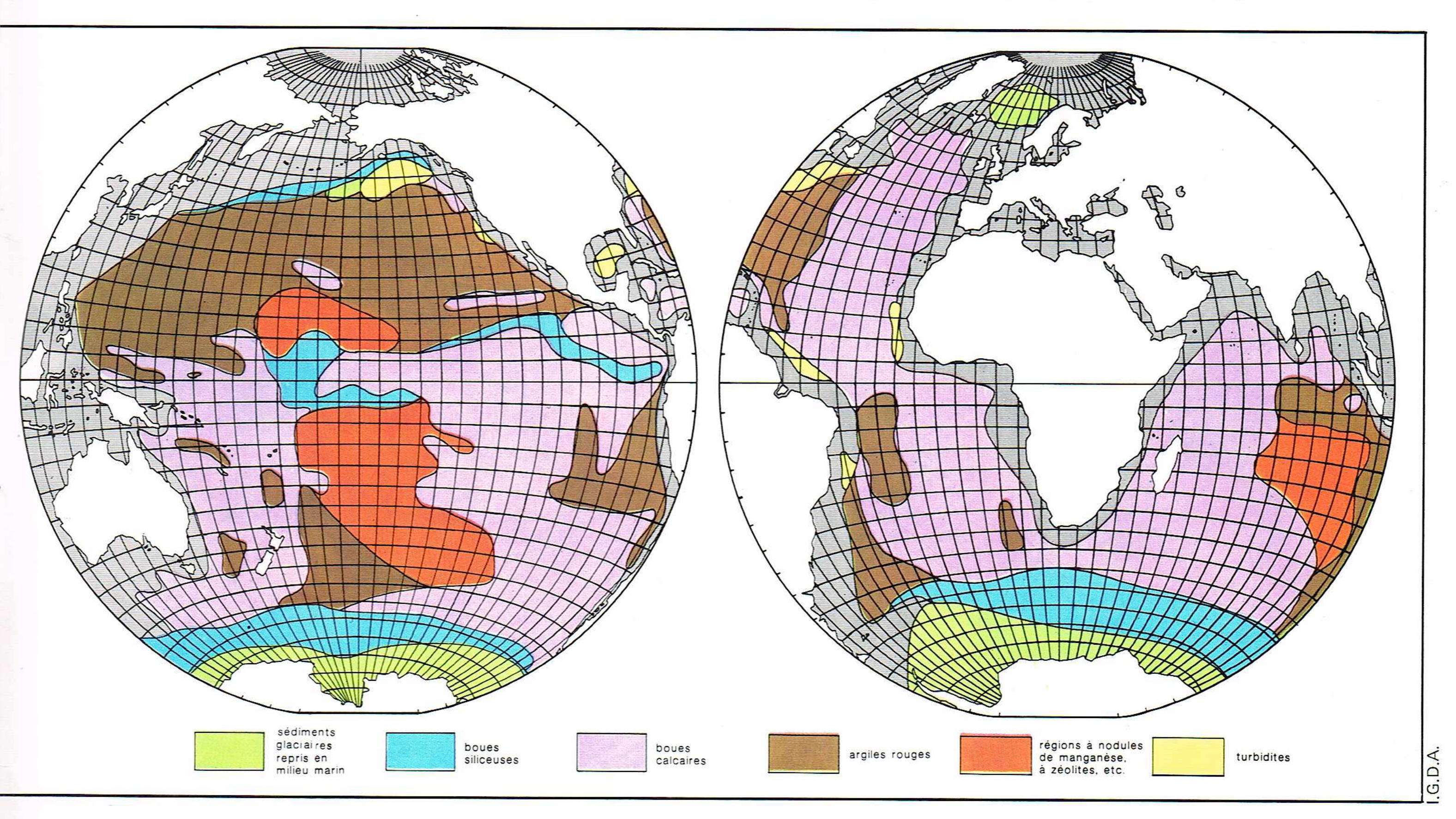
Les argiles rouges des grands fonds ne contiennent généralement pas de tests calcaires de Globigérines ou d'autres organismes; ceux-ci sont en effet dissous du fait de la teneur élevée des eaux abyssales en anhydride carbonique, due à une importante pression hydrostatique et à la température très basse. Par contre, ces argiles peuvent être localement riches en tests siliceux de Radiolaires : c'est pourquoi on les appelle des *boues à Radiolaires.* A la différence des débris calcaires, les tests siliceux ne sont pas dissous, même à grande profondeur.

Un autre type de dépôts des zones bathyales et abyssales est constitué par du sable et du limon, transportés par des courants de turbidité. Ils recouvrent de grandes surfaces au pied du talus continental atlantique en Amérique septentrionale et s'étendent parfois dans des zones encore plus profondes. Les *turbidites* sont relativement fréquentes dans la partie occidentale de l'Atlantique. Ce phénomène est attribué à l'érosion des sédiments clastiques déposés sur le plateau continental américain, presque totalement émergé au cours des glaciations pléistocènes et progressivement recouvert par une transgression marine à l'Holocène.

La vitesse de dépôt des sédiments marins profonds est relativement faible : on peut considérer que l'épaisseur des argiles rouges des grands fonds augmente de 1 mm environ tous les 1 000 ans, alors que la vitesse de sédimentation des boues organogènes à Globigérines en milieu bathyal peut atteindre 2 cm tous les 1 000 ans. Par contre la sédimentation des turbidites est extrêmement rapide : une couche de 1 m d'épaisseur peut se déposer en quelques heures. Dans l'intervalle séparant deux courants de turbidité, qui peut être de l'ordre d'une dizaine à une centaine d'années, la sédimentation des argiles profondes est très lente.

Il est difficile d'attribuer avec certitude une profondeur de sédimentation aux roches sédimentaires marines anciennes. Les dépôts bathyaux sont probablement les plus fréquents. Certains calcaires pélagiques qui ont de la silice diffuse ou sous forme de rognons ou de lits de silex, et des roches comme des radiolarites sont considérés comme appartenant au milieu profond. Au contraire, les calcaires à Globigérines, les grandes formations

▼ Répartition géographique des sédiments abyssaux; en gris : les milieux néritiques et bathyaux, les mers internes et les régions peu connues comme la mer glaciale Arctique (d'après Gould et Stewart).



d'argiles grises, et les séries argilo-gréseuses de type flysch sont considérés comme des dépôts de milieu bathyal. En l'état actuel des recherches dans ce domaine, la distinction entre sédiments du talus et sédiments des grands fonds océaniques reste très délicate et réclame l'examen de toutes les caractéristiques des formations anciennes et actuelles.

Sédimentation et géotectonique

Le cycle sédimentaire dans son ensemble, depuis l'altération et l'érosion des terres émergées jusqu'à la sédimentation du matériel après son transport, est conditionné par deux facteurs : d'une part, l'existence de dénivelés entre les régions d'origine et les lieux de dépôt définitif, d'autre part, la permanence dans le temps de ces dénivelés qui seraient rapidement annulés par l'érosion ainsi que par la sédimentation s'ils n'étaient pas rajeunis par des mouvements tectoniques. La géotectonique s'intéresse à l'étude des structures fondamentales de la croûte terrestre et de l'évolution de ces structures. Elle s'efforce de déterminer pourquoi certaines parties de la croûte terrestre sont soumises à la subsidence (enfouissement, bassins, géosynclinaux...) pendant certaines périodes géologiques, alors que d'autres régions sont pratiquement stables ou ne subissent que de très faibles mouvements. D'autre part, une zone donnée de la croûte terrestre peut avoir un comportement géotectonique variable au cours du temps; en particulier, on constate habituellement que les zones soumises à une subsidence importante (géosynclinaux) sont ensuite le siège de remaniements et de mouvements qui les transforment en chaînes de montagnes.

L'étude de l'évolution du comportement géotectonique d'une région au cours des temps géologiques repose sur les caractéristiques des roches sédimentaires qui s'y sont formées. En effet, leur composition minéralogique, leurs structure et texture dépendent du comportement géotectonique du bassin de sédimentation et des terres émergées avoisinantes qui fournissent ce matériel. L'application pratique de ce type de recherche consiste surtout à trouver les conditions de formation et les rapports réciproques entre les séries géologiques susceptibles d'accumuler des hydrocarbures (roches poreuses, perméables et enrichies en matière organique).

On distingue trois types fondamentaux d'associations lithologiques, formées dans trois milieux géotectoniques principaux : les séries de plate-forme, les bassins intracratoniques et les zones géosynclinales.

Les plates-formes

Les *plates-formes* sont des zones où la sédimentation est généralement marine. Elles s'étendent sur de vastes boucliers ou cratons stables et constitués essentiellement de roches granitiques ou gneissiques très anciennes. Elles sont soumises à une subsidence très lente, qui peut parfois être interrompue par des dislocations vers le haut. Par conséquent, cette zone de sédimentation ne descend généralement pas à des profondeurs supérieures à celles du milieu néritique (au maximum, 200 m) et est presque constamment exposée aux agents marins de transport.

Les sédiments de plate-forme proviennent plus ou moins des zones émergées du bouclier continental, lesquelles ont une morphologie très plane. Ils peuvent parfois dériver de régions adjacentes au bouclier fortement soulevées et constituant des chaînes de montagnes. Les sédiments se déposent dans diverses parties du milieu de sédimentation, et le matériel détritique plus fin est exporté dans les milieux marins profonds qui peuvent appartenir à des régions dont le comportement géotectonique est différent. Les roches clastiques les plus fréquentes sont des quartzo-arénites où l'on peut parfois reconnaître des structures sédimentaires typiques des milieux côtier, continental ou éolien. Les argiles, de texture fine, sont souvent fossilifères et peuvent contenir un pourcentage important de kaolinite. Les sédiments continentaux fluviatiles (argiles et sable) peuvent également se déposer sur la plate-forme; il en est de même des calcaires, souvent très fossilifères, qui sont soit stratifiés (calcaires de biostrome ou calcaires pélagiques), soit massifs (calcaires récifaux).

Les formations sédimentaires déposées sur la plate-forme ont généralement une épaisseur limitée à une dizaine, voire une centaine de mètres, mais leur extension latérale est très importante. Les caractéristiques lithologiques de ces formations sont très uniformes sur de vastes étendues, ou, s'il existe des changements, ceux-ci sont très progressifs. Les variations d'épaisseur des formations de plate-forme dépendent de l'intensité de la subsidence : les zones où la subsidence est forte reçoivent des quantités importantes de sédiments, alors que dans les régions faiblement subsidentes ou au contraire en voie de soulèvement, l'épaisseur des dépôts est très limitée. La sédimentation peut même totalement cesser; une telle absence de dépôts est à l'origine des lacunes stratigraphiques que l'on observe dans certaines régions.

Les formations sédimentaires de plate-forme recouvrent généralement diverses zones des grands boucliers continentaux. Parmi ceux-ci, les principaux sont : le bouclier canadien et le bouclier baltique en Europe septentrionale qui constituent la Laurentia, le bouclier sibérien dit l'Angara, les boucliers de l'hémisphère Sud (boucliers brésilien, patagonien, africain, indien et australien appelé la Nigritia qui préfigure le continent du Gondwana).

Les séries sédimentaires sont surtout développées dans la partie centrale de l'Amérique du Nord, en Russie et en Sibérie.

Les bassins intracratoniques

Il existe dans les boucliers continentaux des régions bien délimitées qui ont une subsidence plus importante que les zones avoisinantes pendant des périodes géologiques plus ou moins longues : il s'agit des bassins intracratoniques. Ces bassins ont le plus souvent une forme arrondie ou elliptique et sont caractérisés par une sédimentation plus importante que sur la plate-forme avoisinante pendant la même période de temps géologique. La subsidence dans son ensemble et, par conséquent, l'épaisseur des sédiments accumulés atteignent une valeur maximale au centre du bassin cratonique. La subsidence diminue progressivement au fur et à mesure que l'on va vers la bordure du bassin, et l'épaisseur ainsi que les caractéristiques des sédiments varient et évoluent graduellement pour finalement se raccorder aux dépôts continentaux de la plate-forme. Cette zone de transition est appelée plate-forme instable. Sur les plates-formes instables, la subsidence est relativement importante; elle peut cependant être irrégulière et interrompue par des phases de soulèvement et il se produit alors des phénomènes d'émersion et d'érosion sous-aqueuse; on observe ainsi des lacunes de sédimentation.

On distingue plusieurs types de bassins d'après leurs relations réciproques avec les milieux géotectoniques avoisinants.

Les *bassins isolés* sont entourés par la plate-forme et sont situés loin des terres émergées qui ont un relief important. Ces bassins reçoivent donc des sédiments clastiques assez fins mais la sédimentation chimique et biochimique y est prédominante.

Les *bassins marginaux* sont situés à la limite externe des cratons et peuvent ou non être en communication avec une fosse géosynclinale. Les sédiments qui s'y accumulent sont essentiellement clastiques et proviennent du démantèlement des zones plissées et soulevées.

Les principaux types lithologiques que l'on rencontre dans les formations des bassins intracratoniques sont des grès, exprimés sous forme de subgrauwackes, des argiles contenant des quantités importantes de limon, et des calcaires le plus souvent argileux.

Cependant, les associations lithologiques des bassins intracratoniques et des plates-formes instables varient en fonction des conditions géomorphologiques et climatiques qui y règnent. Par exemple, sous un climat chaud et aride et dans des zones où la circulation des eaux marines est limitée par la présence de hauts-fonds, d'une barrière récifale ou d'un chapelet d'îles, on peut voir apparaître des dépôts évaporitiques, des calcaires pélagiques de précipitation chimique ou des calcaires oolithiques et des dolomies aussi bien dans le bassin intracratonique que sur la plate-forme qui l'entoure. Si l'évaporation est réduite, la sédimentation chimique des évaporites et des carbonates n'a pas lieu et le bassin ne reçoit que de très faibles apports de matériel détritique argileux. La faible circulation des eaux marines facilite l'installation d'un régime euxinique, et des argiles noires se déposent sur de faibles épaisseurs.

Binois - Pitch

Les géosynclinaux

Les géosynclinaux sont de vastes régions de la croûte terrestre, généralement de forme elliptique allongée, soumises à une subsidence très importante pendant des périodes géologiques prolongées. La subsidence est compensée par une accumulation très importante de sédiments, et ces phénomènes s'accompagnent de venues magmatiques intrusives et effusives. Ces formations sédimentaires sont ensuite intensément plissées, puis soulevées et métamorphisées, pour donner naissance finalement à une chaîne de montagnes.

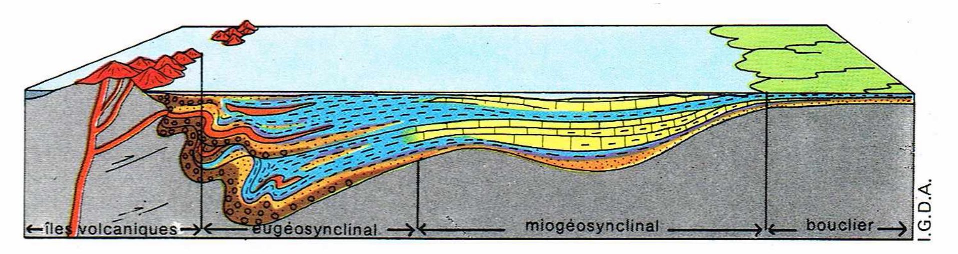
Les déformations tectoniques extrêmement importantes qui suivent la sédimentation sont caractéristiques des zones géosynclinales ; elles se différencient de celles que l'on rencontre dans les sédiments des bassins intracratoniques par une intensité de déformation et un métamorphisme beaucoup plus poussés. En outre, si l'épaisseur des formations sédimentaires des bassins intracratoniques atteint parfois quelques kilomètres, celle des séries géosynclinales peut dépasser 10 km. De même, les phénomènes magmatiques contemporains ou successifs à la sédimentation sont caractéristiques de certaines zones des fosses géosynclinales, alors qu'ils n'existent généralement pas dans les bassins intracratoniques.

Les formations sédimentaires qui se déposent dans les aires géosynclinales peuvent être facilement étudiées au niveau des grandes chaînes de montagnes. Par exemple, la chaîne plissée qui s'étend de la Méditerranée à l'Asie orientale correspond à un immense complexe géosynclinal, ou mieux à un ensemble de géosynclinaux. La sédimentation a eu lieu principalement au Mésozoïque, et la phase de plissement orogénique est advenue au Tertiaire. Les Alpes et les Apennins font partie de cette chaîne. Les Appalaches (États-Unis) sont constitués de roches sédimentaires et volcaniques déposées dans un géosynclinal au Paléozoïque, plissées et métamorphisées à la fin de cette ère. Les montagnes Rocheuses correspondent à un géosynclinal mésozoïque, et l'Oural à une chaîne paléozoïque.

Dans les vieux boucliers, il est parfois possible de reconnaître des roches métamorphiques d'origine sédimentaire ou volcanique qui ont conservé, dans leurs rapports réciproques de composition et d'épaisseur, les caractéristiques originelles de la sédimentation dans les diverses parties du géosynclinal. Cependant, les chaînes de montagnes qui se sont formées à partir du plissement et du soulèvement de ces formations sédimentaires et volcaniques déposées dans ces géosynclinaux extrêmement anciens sont souvent totalement arasées par l'érosion. Par exemple, la chaîne de montagnes précambrienne scandinave correspond actuellement en Finlande à une région dont la topographie est très plane.

Les caractéristiques du milieu géotectonique d'un géosynclinal varient en fonction des différentes phases de la sédimentation et de l'endroit où elles ont lieu. Il est difficile de reconstituer ces caractéristiques, et cela pour deux raisons principales : d'une part, les roches subissent un important métamorphisme qui masque leur nature première, et d'autre part, d'énormes masses rocheuses subissent des déplacements très importants (charriages) par rapport à leur lieu de formation au cours de l'orogenèse. Pour pouvoir reconstituer la disposition et la structure originelles des anciens géosynclinaux, il est nécessaire de faire abstraction de façon idéale des phénomènes de métamorphisme qui n'ont pas la même intensité dans les différentes parties du géosynclinal, et également des charriages. Les géosynclinaux sont situés en bordure des boucliers continentaux (par exemple, les Appalaches et les montagnes Rocheuses autour du bouclier canadien) ou encore entre deux boucliers, comme l'Oural, géosynclinal paléozoïque situé entre les boucliers baltique et sibérien.

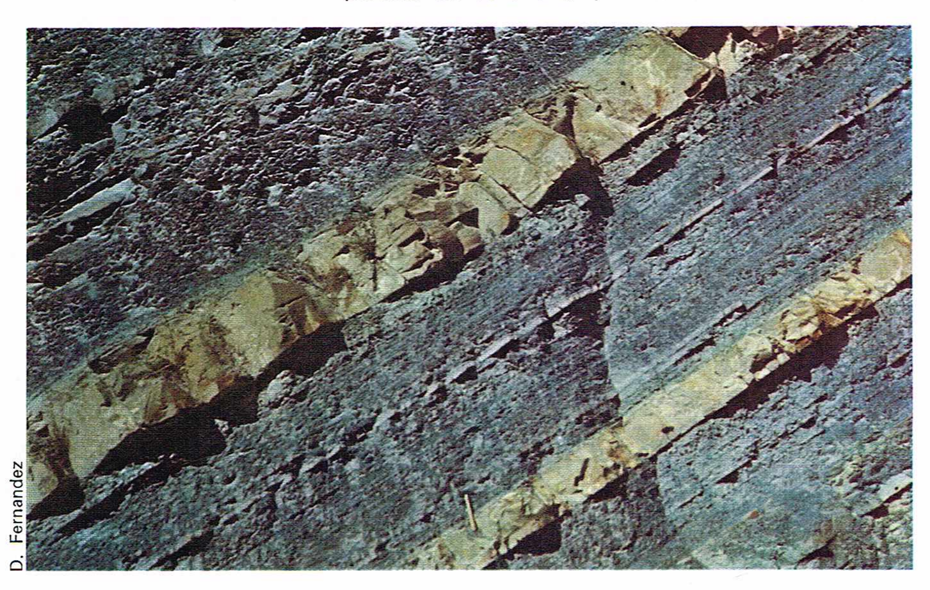
▲ *Les formations sédimentaires qui se déposent dans les aires géosynclinales peuvent être facilement étudiées au niveau des grandes chaînes de montagnes, telles les Alpes dont on voit, ici, un paysage dans le parc naturel régional du Vercors où la sédimentation a eu lieu principalement au Mésozoïque.*



▼ *La sédimentation dans les diverses parties d'un géosynclinal : de droite à gauche, en vert, le* **bouclier** *continental émergé ; puis le* **miogéosynclinal** *où prédominent les calcaires (en jaune) et les argiles (en bleu) ; vient ensuite l'***eugéosynclinal** *avec des conglomérats (en bistre), des grès (en ocre) et des roches volcaniques (en rouge). La partie la plus externe peut être occupée par un chapelet d'***îles volcaniques** *émergées (d'après Eardley).*

Les géosynclinaux de type marginal ou asymétrique peuvent se diviser en deux zones parallèles au plus grand axe de la fosse subsidente. Ces deux zones sont caractérisées par deux types de sédimentation différents.

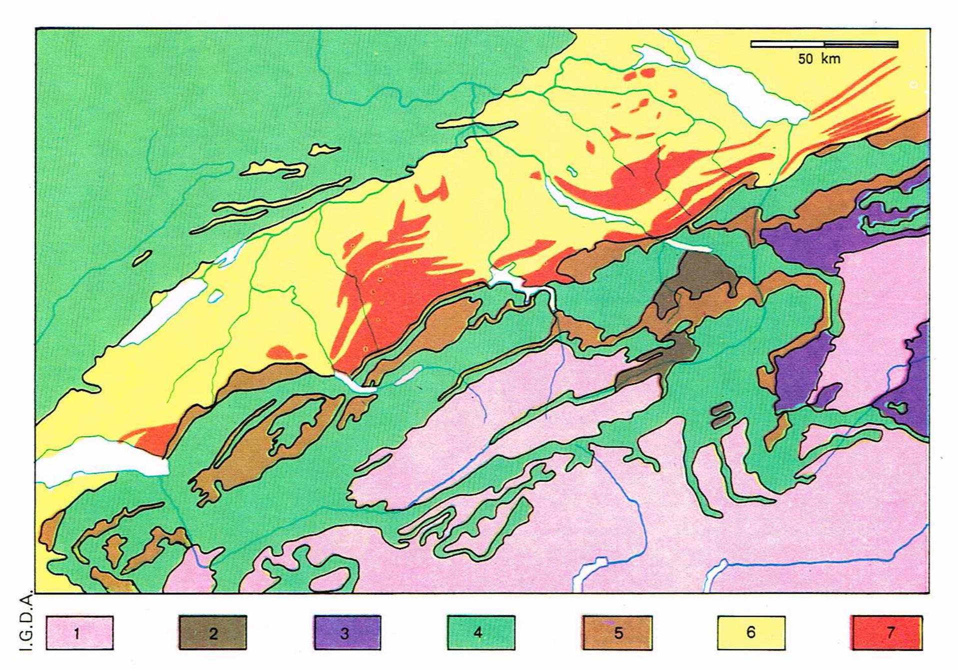
La zone la plus proche du continent est appelée *miogéosynclinal*. Elle a une subsidence moyenne et les phénomènes magmatiques y sont absents. Les dépôts qui s'y accumulent sont constitués par du matériel qui vient essentiellement du continent, et leur épaisseur est plus faible que celle des dépôts des zones plus externes. Si la morphologie du continent est assez plane, le matériel apporté dans le miogéosynclinal est constitué d'argiles et de substances en solution. Dans les régions plus proches du continent, qui ont souvent les caractéristiques géotectoniques d'une plate-forme instable, on trouve parfois des dolomies et des évaporites. Le plus souvent, ce sont des argiles et des grès rougeâtres qui se déposent soit en milieu côtier, soit en milieu marin néritique, et qui ont conservé la pigmentation des oxydes et hydroxydes ferriques au cours de la diagenèse en milieu oxydant.



D. Fernandez

▲ *La régularité et la persistance des stratifications sont particulièrement développées dans les formations de type* flysch. *L'alternance des couches de grès (en relief), de calcaire pélagique et d'argile grise est caractéristique de cette formation généralement très épaisse (Crétacé supérieur; Lombardie).*

▼ *Esquisse lithologique des Alpes suisses et répartition des formations molassiques et des niveaux conglomératiques (d'après Niggli). 1, roches ignées et métamorphiques; 2, conglomérats permo-triasiques; 3, dolomie triasique; 4, calcaires; 5, flysch; 6, molasse; 7, conglomérats.*



I.G.D.A.

Le milieu miogéosynclinal est séparé des zones externes par une zone étroite à faible subsidence *(géanticlinal)*. Cette zone est parfois le siège de dislocations, et des hauts-fonds peuvent partiellement émerger. Des éruptions volcaniques peuvent également avoir lieu, avec remontée du magma le long des fractures subverticales.

Dans la zone la plus externe, ou *eugéosynclinal*, la subsidence est extrêmement forte; ainsi, des formations sédimentaires très puissantes s'y accumulent. Contrairement à la zone miogéosynclinale, où la sédimentation est argilo-gréseuse mais également carbonatée, ici, les séries sont surtout détritiques, formées d'argiles, de grès (grauwacke), et parfois de conglomérats. On y rencontre de nombreuses passées de roches ignées à composition basique. Ces roches sont aussi bien volcaniques (basaltes, spilites, etc.) en épanchement sur le fond, que plutoniques (gabbros, péridotites, etc.) en intrusion dans les dépôts sédimentaires. Les roches ignées mafiques se forment essentiellement au cours de la phase flysch du cycle sédimentaire du géosynclinal. Elles sont, le plus souvent, métamorphisées au cours de l'orogenèse. Le matériel sédimentaire qui remplit la zone eugéosynclinale provient d'une part du continent par l'intermédiaire de la zone miogéosynclinale, et d'autre part d'îles volcaniques situées tout à fait à l'extérieur par rapport au bouclier continental. Ce faciès volcanique externe est le siège d'un démantèlement intense et continu. En effet, dans certains géosynclinaux anciens, on observe des roches clastiques de plus en plus grossières au fur et à mesure que l'on s'éloigne du bouclier, comme c'est également le cas quand on va des Appalaches vers l'Atlantique.

Quand la subsidence du géosynclinal diminue et cesse, les séries lithologiques très épaisses qui constituent le remplissage de l'eugéosynclinal sont soumises à des déformations tectoniques intenses, accompagnées d'un métamorphisme général. Elles sont, en quelque sorte, poussées par les forces orogéniques et recouvrent sous forme de grandes écailles tectoniques les roches du miogéosynclinal qui, elles, sont soumises à des plissements et à un métamorphisme moins intenses. Tout ce complexe rocheux plissé, métamorphisé et injecté d'intrusions granitiques tardives est ensuite soulevé au cours des phases terminales de l'orogenèse pour finalement constituer une chaîne de montagnes.

Les roches sédimentaires formées dans les aires géosynclinales peuvent être directement étudiées au niveau des chaînes de montagnes qui ont été attaquées par l'érosion à divers niveaux. On peut ainsi définir un *cycle sédimentaire d'aire géosynclinale* qui correspond à plusieurs phases successives, caractérisées par divers types de sédimentation.

La *première phase*, dite *préorogénique*, est caractérisée par une sédimentation de plate-forme : les formations sont peu épaisses, souvent fossilifères, avec des argiles et des calcaires souvent oolithiques. Ces dépôts correspondent à une sédimentation à faible profondeur, en milieu néritique.

Progressivement s'instaure une *seconde phase*, dite *euxinique*, où peuvent se déposer pendant un certain temps des argiles noires analogues aux sédiments actuels de la mer Noire (ancien Pont-Euxin). Ces argiles noires ne sont pas très abondantes, et on rencontre surtout des calcaires et des dépôts siliceux de milieu marin profond, bathyal ou abyssal. C'est au cours de cette phase que commence à s'individualiser le bassin géosynclinal. Il a une subsidence plus marquée que les zones qui l'entourent; ces dernières ne sont pas encore suffisamment soulevées pour avoir un relief dont l'érosion fournirait du matériel détritique en quantité suffisante dans le bassin.

Le remplissage sédimentaire d'un géosynclinal s'effectue au cours d'une *troisième phase*, dite *flysch*, qui est *synorogénique*. Le flysch correspond à des formations très épaisses, de quelques milliers de mètres, qui ont des caractéristiques assez typiques à l'affleurement. Il s'agit d'une alternance monotone de couches de grès et d'argiles (relativement plus abondantes). On y rencontre

également des calcarénites et des conglomérats. De teinte généralement grisâtre, il peut parfois présenter des couches plus rouges. Une partie des grès et des conglomérats des flyschs est déposée par des courants de turbidité mais il existe aussi d'autres modes de transport, comme les courants de fond.

La profondeur de sédimentation du flysch est encore actuellement l'objet d'études et de discussions. Malgré la grande diversité de ce type de formation, on peut penser que le flysch se forme en milieu néritique car on ne voit pas comment le sable et les graviers pourraient être sédimentés en milieu marin profond. La profondeur limitée des fonds marins au cours de l'accumulation des sédiments sur des milliers de mètres serait due au maintien de la subsidence à l'intérieur du géosynclinal. Cependant, certains auteurs attribuent à la sédimentation du flysch une profondeur importante correspondant au milieu bathyal, voire abyssal. Cette hypothèse repose sur le fait que l'on trouve actuellement des dépôts détritiques profonds au large de la côte atlantique d'Amérique du Nord. La question de la profondeur de sédimentation du flysch n'est pas encore résolue car il est probable que ce faciès est profondément remanié par des courants comme le sont les turbidites.

La phase sédimentaire du flysch est généralement accompagnée d'importantes montées magmatiques, se produisant dans diverses parties de la fosse géosynclinale. Cette phase se termine par des apports détritiques grossiers (conglomérats), qui ont lieu en milieu moins profond en raison du ralentissement de la subsidence et du remplissage du géosynclinal. Les plissements et les charriages des séries sédimentaires et volcaniques deviennent de plus en plus importants, en même temps que des migmatites et des batholites granitiques se mettent en place dans les parties les plus centrales et profondes de la fosse géosynclinale. Ensuite, on observe des phases successives de soulèvement et d'érosion des parties les plus centrales et les plus élevées, où affleurent surtout du granite et du gneiss.

La *quatrième phase,* qui est la dernière, de la sédimentation géosynclinale est une phase dite *postorogénique,* où se développe surtout le faciès molasse. La molasse est essentiellement constituée de grès feldspathiques (arkoses) qui se sont déposés en milieu fluviatile, deltaïque, côtier ou marin peu profond. Ils proviennent de l'érosion des chaînes montagneuses en cours de soulèvement. On rencontre, également, dans les formations molassiques des conglomérats formés en milieu fluviatile de piedmont à proximité des zones de relief. L'épaisseur des molasses est généralement très importante (2 000 à 3 000 m) car ces formations correspondent à des dépôts dans des régions à forte subsidence situées entre la zone géosynclinale plissée et le craton.

BIBLIOGRAPHIE

CAROZZI A., *Microscopic Sedimentary Petrography,* Wiley, New York, 1960. - CAROZZI A., *Pétrographie des roches sédimentaires,* Le Griffon, Neuchâtel. - CAVINATO A., *Giacimenti minerari,* Utet, Turin, 1964. - CAYEUX L., *Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires,* Imprimerie nationale, Paris, 1916. - CAYEUX L., *les Roches sédimentaires de France : Roches siliceuses,* Imprimerie nationale, Paris, 1929. - CAYEUX L., *les Roches sédimentaires de France : Roches carbonatées,* Masson, Paris, 1935. - KRUMBEIN W. C., SLOSS L. L., *Stratigraphy and Sedimentation,* Freeman, San Francisco, 1951. - LOMBARD A., *Géologie sédimentaire : les Séries marines,* Masson, Paris, 1956. - MILLOT G., *Géologie des argiles,* Masson, Paris, 1964. - MILNER H. B., *Sedimentary Petrography,* Allen & Unwin, Londres, 1962. - NIGGLI P., *Gesteine und Minerallagerstätten. Zweiter Band : Exogene Gesteine und Minerallagerstätten,* Birkhäuser, Basilea, 1952. - PETTIJOHN F. J., *Sedimentary Rocks,* Harper, New York, 1957. - LE RIBAULT L., *Thèse 3e cycle,* Orsay, 1973. - TWENHOFFEL W. H., *Principles of Sedimentation,* McGraw-Hill, New York, 1950 - WILLIAMS H., TURNER F. J., GILBERT C. M., *Petrography. An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections,* Freeman, San Francisco, 1955. - VATAN A., *Manuel de Sédimentologie,* Technip, Paris, 1967.



S.E.F.

▲ ***Exploitation de charbon à ciel ouvert à Gillette (Wyoming, U.S.A.).***

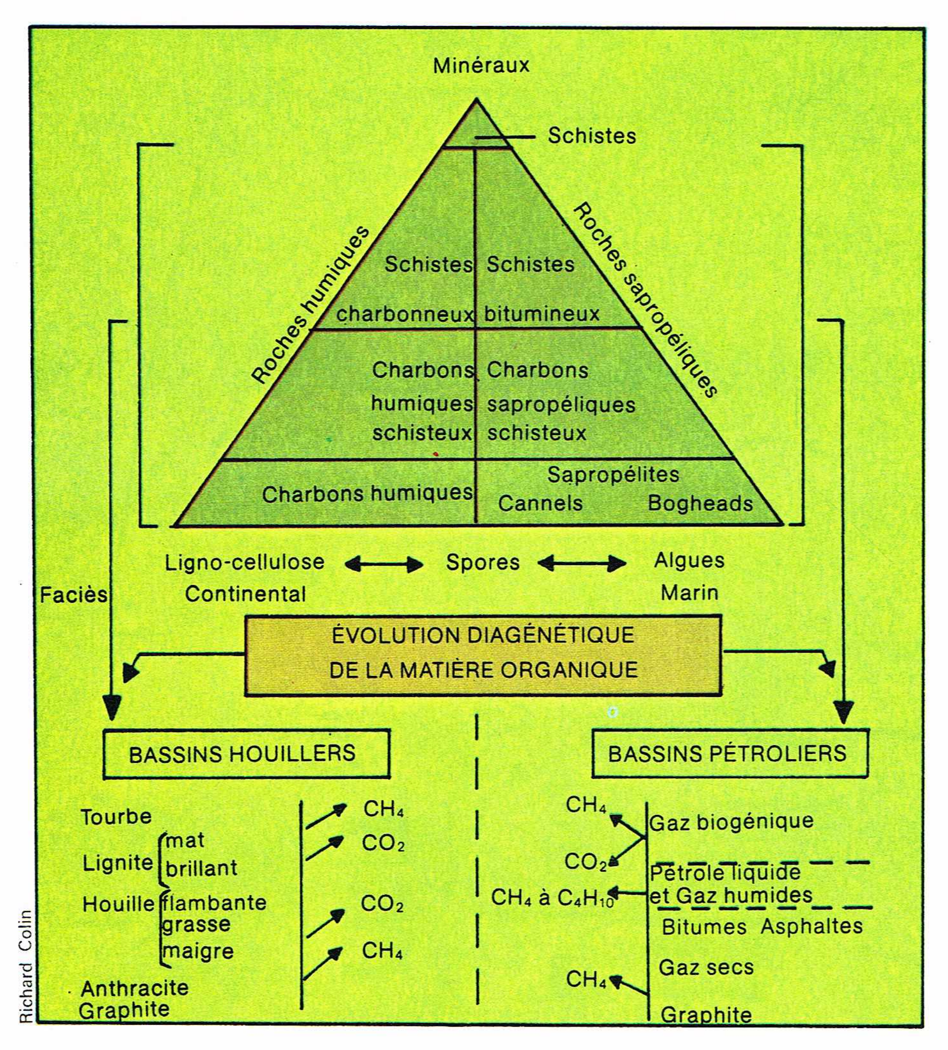
LES COMBUSTIBLES FOSSILES

Pour présenter les combustibles fossiles, il est classique de distinguer : les ***charbons,*** combustibles solides, les ***hydrocarbures,*** liquides et gazeux, et enfin les ***schistes bitumineux*** (autres roches carbonées solides) promis depuis le début de la crise énergétique à un important développement.

Cette classification est cependant un peu sommaire et requiert au moins quelques commentaires. Le concept classique de *roche combustible fossile,* ou *kaustobiolithe* (H. Potonié, 1910) n'implique pas nécessairement dans les roches ainsi désignées une prédominance de la matière organique sur la matière minérale. En fait, le terme « combustible » introduit une notion, certes physique, mais également basée sur un usage technique qui tend à l'heure actuelle à s'élargir et à se diversifier. Ainsi, on commence dans certains bassins houillers à récupérer les anciens terrils pour les envoyer en centrale thermique après lavage. Des schistes de lavoirs à basse teneur en carbone, autrefois rejetés, ainsi que, peut-être, certains schistes bitumineux pourront être utilisés prochainement dans l'industrie des matériaux de construction et pour la fabrication de granulats expansés, et réintégreront ainsi la catégorie des roches à contenu carboné utilisable.

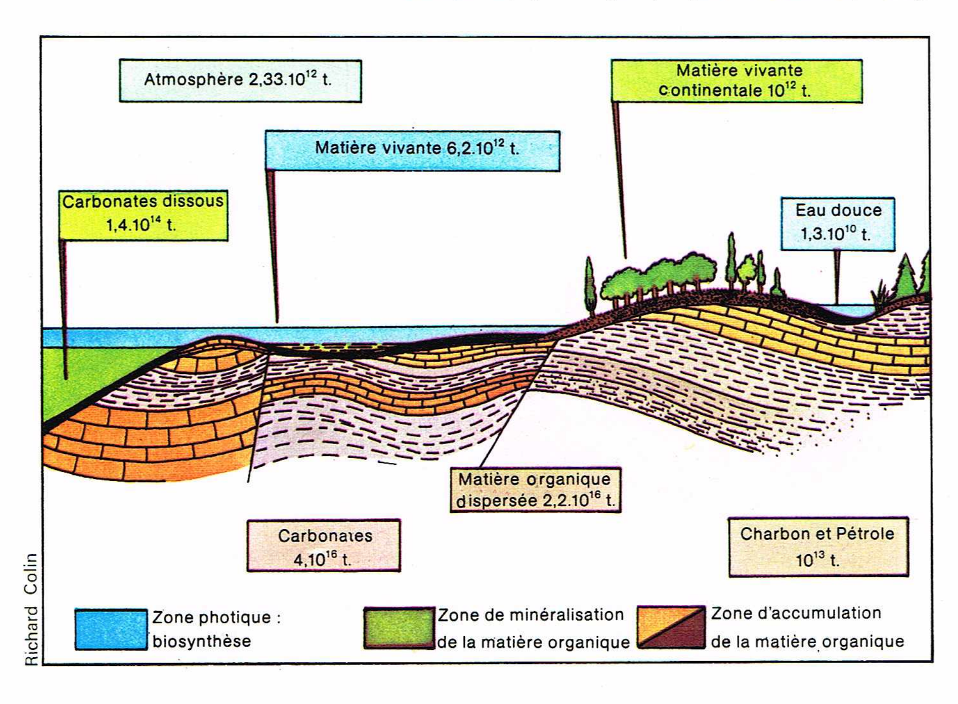
Sur le plan de la diversification, on constate un élargissement dans la gamme des utilisations possibles. Des sommes considérables sont investies dans le monde entier dans les recherches sur la gazéification et la liquéfaction du charbon (déjà utilisée pendant la guerre pour fabriquer de l'essence synthétique) ; inversement, on brûle du fuel dans les centrales thermiques et on en incorpore dans des mélanges à coke ; les schistes bitumineux peuvent être soit brûlés, soit distillés pour la fabrication d'hydrocarbures. La pétrochimie et la carbochimie sont, dans une très grande mesure, comparables.

Finalement, le concept de *combustible fossile* recouvrirait l'ensemble des roches dont le contenu organique est susceptible d'être utilisé en tant que tel pour la combustion ou pour tout autre usage.



▲ *Formation et évolution des gisements de combustibles solides, liquides et gazeux dans les bassins sédimentaires.*

▼ *Représentation schématique de la photosynthèse et de la genèse des sédiments organiques; les teneurs en carbone sont exprimées en tonnes de CO_2. A titre de complément d'information citons quelques autres sources : roches ignées, $3{,}25 \cdot 10^{16}$ t/an; production en CO_2 des volcans, $1{,}4 \cdot 10^7$ t/an; des usines, $1{,}6 \cdot 10^9$ t/an (d'après A. Combaz, 1973).*



En dehors de l'aspect technologique que nous venons d'évoquer, la diversité apparente des roches combustibles fossiles recouvre une profonde unité. Tous ces combustibles sont issus du monde vivant; ils résultent du dépôt et de l'accumulation dans le milieu aquatique, puis de la transformation dans les roches (diagenèse) de matière organique à l'abri de l'air. Cependant, cette accumulation ne peut se produire que si le phénomène de la fossilisation l'emporte sur celui de la destruction.

Fossilisation ou destruction

La conservation, dans les sédiments en cours de constitution, des substances carbonées, est un processus qui n'est ni normal ni fréquent, principalement lorsque ces dépôts se font sur les aires continentales. Le processus le plus courant est celui de la destruction totale ou partielle par oxydation et dégradation biochimique aérobie. Les hydrates de carbone sont alors transformés en gaz carbonique et en eau ; ainsi, les feuilles qui se déposent chaque année sur la couche humique des forêts disparaissent en deux ou trois années.

La fossilisation, prélude à l'accumulation ultérieure éventuelle, ne se produira que si les substances carbonées sont protégées de l'oxydation destructrice par une couverture, généralement d'abord aqueuse, puis sédimentaire. Celle-ci, déterminée par le mouvement relatif des eaux et des masses continentales, permet l'amorce d'un processus de transformation, au cours duquel les actions anaérobies jouent un rôle important.

Sans entrer dans le détail, on peut retenir que, loin d'être exceptionnel, le processus de destruction des matières organiques sur les continents et également sur les fonds marins est de loin le plus important puisque, d'après certains calculs (Rubey, 1951), le *carbone fossile total* ne correspondrait qu'au double du carbone de tous les organismes vivant à l'heure actuelle. C'est bien peu si l'on considère que les substances carbonées se sont formées et déposées pendant plus de 500 millions d'années.

Les substances de départ et le faciès

Les substances qui sont à l'origine d'un dépôt carboné sont, à l'image du monde vivant, extrêmement diverses.

Sur les continents, les charbons proviennent surtout de restes de plantes supérieures constituées principalement de cellulose et de lignine. La série ligno-cellulosique aboutit aux charbons dits *humiques,* reconnaissables à l'alternance de lits brillants (débris de tiges et de racines houillifiés), et de lits mats (accumulations de spores mélangées à des microfragments ligneux et à des substances minérales). Lorsque ces dernières deviennent prédominantes, on passe aux schistes charbonneux.

En bordure des continents, le matériel est différent : un classement granulométrique s'est opéré dans les eaux et les plus gros fragments ligneux sont absents; l'ensemble est plus fin, l'alternance des lits mats et brillants n'est plus visible, et l'aspect est devenu homogène. On est en présence de la série *sapropélique,* formée surtout de microspores dans les *cannel-coals* et d'Algues dans les *bogheads,* enrobées dans une matrice mixte, organique et inorganique.

Dans les lacs et dans les mers épicontinentales, les Algues, les spores et pollens, et les substances diverses de décomposition, venant des continents ou déposées sur place à partir de phyto- et zoorestes, sont mélangés à des proportions importantes de matière minérale. Sur le fond de ces mers peu profondes se dépose, en effet, une quantité importante de matière organique (1 000 à 2 500 tonnes par km² de surface et par an) dont une partie est d'ailleurs apportée par les fleuves. Ceux-ci amènent en même temps des sels minéraux (nitrates et phosphates), nécessaires à la prolifération du phytoplancton et du zooplancton qui s'en nourrit. Le phytoplancton ne peut se multiplier que dans la couche d'eau superficielle, de 50 à 100 m d'épaisseur (zone euphotique), dans laquelle la lumière est capable de pénétrer, rendant ainsi possible la fonction chlorophyllienne.

Au cours de la chute vers le fond du phyto- et du zooplancton, le processus de destruction est très sévère : dès 200 m, il ne subsiste plus que 2 à 5 % du matériel organique initial, et au-dessous de 800 m, il ne reste pratiquement plus rien (dans des conditions normales). Lorsque, dans les roches sédimentaires, la proportion de matière organique sapropélique dans la substance minérale atteint une valeur suffisante (plus de 4 à 5 % en

poids), on a affaire à des *schistes bitumineux*. Ces schistes, qui peuvent donner des hydrocarbures par traitement thermique, sont également capables de « distiller » des produits pétroliers, liquides puis gazeux, par des processus d'évolution diagénétique naturels sous l'action de la température et du temps dans les cuvettes sédimentaires. Ce sont, en fait, de véritables roches mères de pétrole; elles constituent le chaînon illustrant l'unité des combustibles fossiles dont nous avons parlé ci-dessus. Il manque encore les processus de compaction, d'expulsion et de migration vers les pièges poreux pour aboutir aux concentrations économiques des gisements pétroliers classiques.

Ressources en combustibles fossiles et problèmes énergétiques

Au début du XXe siècle, l'énergie dépendait des seuls combustibles fossiles; ainsi, en 1900, 95 % de l'énergie venait du charbon et 4 % du pétrole. Malheureusement, cette énergie, contrairement aux énergies éolienne, solaire, marémotrice ou géothermique, ne se reconstitue pas. Depuis cette époque, la production d'énergie a plus que décuplé, tandis qu'au cours des 50 dernières années, la population a doublé et que l'énergie consommée par habitant a été multipliée par 3.

Face à cette consommation croissante, que peut nous offrir notre planète?

La quantité totale de carbone élémentaire à la surface de la Terre serait de 10 milliards de mégatonnes (10^{16} t) [Bowen, 1966]. La masse totale des roches sédimentaires est estimée à 2 500 milliards de mégatonnes ($2{,}5 \cdot 10^{18}$ t) dont 82 % de schistes parmi lesquels 85 % sont postcambriens et contiennent en moyenne 0,7 % de carbone organique (Garrels et Mackenzie, 1971).

Le total des combustibles fossiles disponibles (tourbe comprise) s'élèverait à 11 millions de mégatonnes ($11 \cdot 10^{12}$ t); les réserves prouvées récupérables de pétrole seraient de 91 600 mégatonnes, et celles de gaz naturel de 37 400 mégatonnes.

Il y aurait, en outre, 2,3 millions de mégatonnes de pétrole ($2{,}3 \cdot 10^{12}$ t) récupérables à partir des schistes bitumineux à plus de 10 % de kérogène, et $44{,}3 \cdot 10^{12}$ t si cette limite était abaissée à 4 %. Si une telle perspective se réalisait, le rapport entre les ressources et les besoins qui est environ 100 fois plus grand pour les combustibles solides (3 686) que pour le pétrole (38) se trouverait probablement beaucoup plus équilibré, les ressources pétrolières se trouvant multipliées au minimum par 20.

Ajoutons encore que le carbone (exprimé ici en tonnes de CO_2) ne se trouve pas seulement dans les roches mais aussi dans l'atmosphère ($2{,}33 \cdot 10^{12}$ t) et dans l'hydrosphère ($1{,}4 \cdot 10^{14}$ t dans les mers, et $1{,}3 \cdot 10^{10}$ t dans les lacs) [A. Combaz, 1973].

Dans les roches, une grande partie du carbone ($4 \cdot 10^{16}$t) est fixée sous forme de carbonates.

RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DE LA CONSOMMATION MONDIALE D'ÉNERGIE (10^6 T.E.C.)

	1950	1972
1/ Europe occidentale	600	1600
2/ Amérique du Nord	1221	2680
3/ Japon	49	440
4/ URSS, Europe de l'Est et Chine	560	2100
5/ Reste du monde	239	780
TOTAL :	2669	7600

RESSOURCES MONDIALES EN COMBUSTIBLES FOSSILES
(Conférence mondiale de l'Énergie, Detroit, 1974)

COMBUSTIBLES	Ressources totales milliards de tonnes (10^9 t)	Utilisation mondiale en 1972 milliards de tonnes (10^9 t)	Rapport entre ressources et besoins
Combustibles solides — Ressources	11 000	2,984	3 686
Combustibles solides — Réserves récupérables	500		
Pétrole — Réserves récupérables	92	2,408	38
Gaz Naturel — Réserves récupérables	37	0,940	40
Schistes bitumineux — Réserves récupérables	230		
Schistes bitumineux — Ressources totales (Hubbert) ⩾ 10 % Kérogène	2 300		
Schistes bitumineux — Ressources totales (Hubbert) ⩾ 4 % Kérogène	44 300		

PRODUCTION MONDIALE D'ÉNERGIE DES DIFFÉRENTS SECTEURS EN 10^6 T.E.C.
(Conférence mondiale de l'Énergie, Détroit, 1974)

	1950	1972
Charbon (houille + lignite)	1605	2430
Pétrole brut	700	3350
Gaz naturel	261	1630
Électricité primaire (hydr. nucl. etc.)	41	175
TOTAL :	2607	7585

▲ ***En haut, tableau des ressources mondiales en combustibles fossiles, établi à Detroit, en 1974, lors de la Conférence mondiale de l'énergie. Ci-dessus, tableau de la production mondiale d'énergie des différents secteurs calculée et comparée pour les années 1950 et 1972.***

▼ ***A gauche, tableau de la répartition géographique de la consommation mondiale d'énergie calculée et comparée pour les années 1950 et 1972. A droite, tableau de la production mondiale d'énergie calculée et estimée dans l'intervalle des années 1900 à 1985.***

PRODUCTION MONDIALE D'ENERGIE
(Conférence mondiale de l'Energie, Detroit, 1974)

ANNÉE	ÉNERGIE PRODUITE en milliards de T.E.C.* par an	POPULATION MONDIALE en milliards d'habitants	ÉNERGIE par habitant et par an
1900	0,775	1,571	0,49
1925	1,565	1,965	0,80
1950	2,765	2,486	1,11
1970	6,990	3,632	1,92
1985	13,700	4,838	2,83

*T.E.C. : tonnes d'équivalent charbon

Composition élémentaire comparée du bois et de ses constituants chimiques (d'après Francis, 1961)			
	Carbone	Hydrogène	Oxygène
Cellulose	44,4	6,2	49,4
Lignine	63,2	6,1	30,7
Ligno-cellulose	49,1	6,2	44,7
Bois séché	49,2	6,1	44,7

ÉVOLUTION ESTIMÉE DE LA CONSOMMATION MONDIALE D'ÉNERGIE DE 1970 A 1985 (10^6 T.E.C.)		
	1970	1985
C.E.E. (9 pays)	1234	2430
Espagne	64	169
États-Unis	2447	4230
Japon	380	1080
Reste du monde	2905	8091
TOTAL :	7030	16 000

▲ *A gauche, tableau de la composition élémentaire du bois et de ses constituants chimiques (d'après Francis, 1961). A droite, tableau de l'évolution estimée de la consommation mondiale d'énergie de 1970 à 1985.*

La matière organique vivante se concentre ainsi :
— dans les mers $6{,}2 \cdot 10^{12}$ t
— sur les continents 10^{12} t.
A l'état fossile, on la rencontre :
— sous forme accumulée 10^{13} t
— sous forme dispersée $2{,}2 \cdot 10^{16}$ t.

En 1972, les 2/3 de l'énergie produite étaient consommés par l'Europe occidentale, l'Amérique du Nord et le Japon. Le charbon est la source d'énergie fossile la plus abondante dans le monde. En supposant que 90 % des réserves prouvées sont exploitables, l'extraction pourrait durer un siècle au rythme actuel, et cette proportion des réserves prouvées par rapport aux réserves probables augmente constamment.

Si l'on adopte l'hypothèse d'une demande mondiale de 29 milliards de T.E.C. en l'an 2000 et de 3 260 MW pour l'énergie nucléaire, les combustibles fossiles devront couvrir 80 % des besoins à cette époque. Leur volume devrait donc tripler dans la production et passer de 7,4 à 23 milliards de T.E.C. (tonne équivalent charbon).

Les charbons fossiles

La qualification correcte d'un charbon fossile suppose que l'on puisse répondre à deux questions fondamentales :

— quel est son *faciès* ou, plus précisément, quelle est sa *constitution pétrographique* (qui en est le reflet) ?

— quel est le *degré d'évolution,* ou *rang,* atteint par ce charbon ? (Cette évolution est souvent nommée *diagenèse* pour les phases précoces et *catagenèse* pour les phases plus tardives, l'ensemble correspondant à l'anchimétamorphisme [Kubler].)

Avant d'aborder ces deux points, il convient de définir quelles sont les substances qui sont à l'origine des accumulations de houille et dans quelles conditions géologiques elles ont pu se concentrer et évoluer.

Les substances de départ, la résistance à la destruction et les causes de dégradation des substances végétales

Il est bien établi que les charbons proviennent de l'accumulation de matière végétale, plus ou moins fragmentée et transportée, et ayant subi une décomposition sous une certaine couverture d'eau. Cette matière végétale est principalement représentée par des tissus formés de cellules, dont les constituants essentiels pour la fossilisation ultérieure sont la cellulose et la lignine.

Les substances de départ

La cellulose

Elle est formée d'une longue chaîne d'hexagones saturés, $(C_6H_{10}O_5)n$, reliés par des ponts oxygène. Ce type de structure se prête particulièrement bien à la destruction totale, d'abord par hydrolyse en glucose, puis par oxydation en CO_2 et H_2O. Cependant, il existe en fait de nombreux types de celluloses : ligno-cellulose, pecto-cellulose (pectine), subéro-cellu ose (subérine) ou cuto-cellulose (cutine). Ces produits intermédiaires sont autant de modifications chimiques de la membrane végétale destinées à retarder la dégradation.

Les principaux processus de protection sont :

— la *lignification ;*

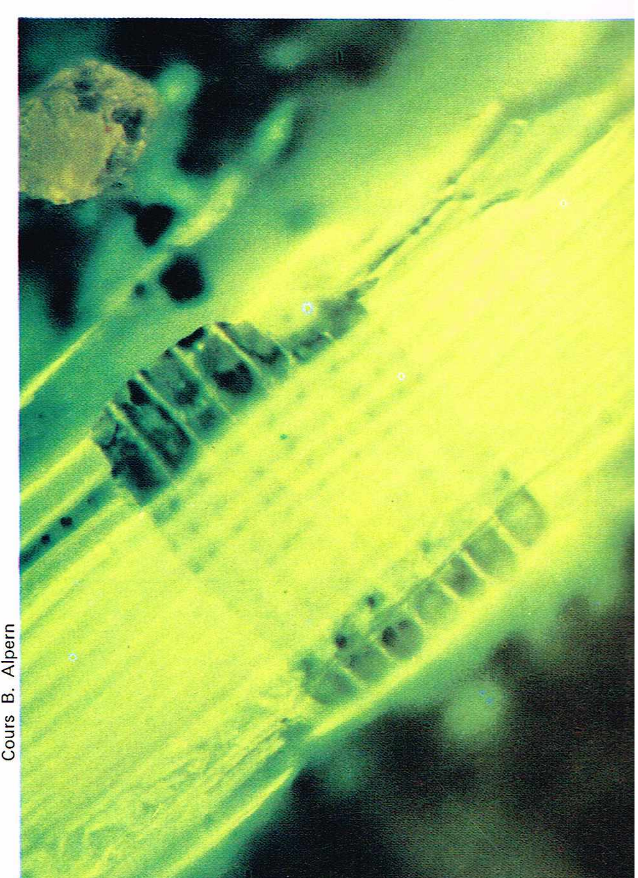
— la *cutinisation,* qui transforme la cellulose périphérique en cuticule superficielle, protectrice, imputrescible et imperméable ;

— la *subérification,* qui atteint plusieurs couches de cellules et les transforme en liège ;

— la *cérification,* qui recouvre la cuticule d'une couche de cire imperméable ;

— la *minéralisation,* qui est surtout notable dans certains types végétaux, comme les prêles.

Lors de la dégradation du tissu cellulosique, la lamelle secondaire est détruite la première, puis c'est la lamelle primaire plus lignifiée et, enfin, en dernier, c'est au tour


Cours B. Alpern

▶ *Microphotographie en fluorescence par réflexion (G = 480) d'un fragment de tissu ligneux à peine transformé (stade tourbe). On notera le croisement des fibres longitudinales (fluorescence jaune) et des rayons ligneux radiaux (en sombre) [cours B. Alpern].*

de la lamelle pectique interstitielle qui se trouve entre les feuillets de la lamelle primaire.

Cependant, la structure botanique se maintient, même après une perte de 90 % de cellulose. L'évolution de la matière végétale vers le lignite puis vers la houille se caractérise fondamentalement par une perte progressive de cellulose, laquelle forme le tiers des végétaux vivants mais ne se retrouve plus au stade des houilles. Sont rattachés à la cellulose : les *pectines, l'acide alginique* (Algues) et la *chitine*.

La lignine

Contrairement à la cellulose, la lignine a un motif plus complexe, à base de noyaux aromatiques phénoliques qui lui confèrent un caractère plus résistant à la destruction et une aptitude à la condensation par rapprochement des noyaux. La formule chimique de la lignine, extrêmement complexe, fait encore l'objet d'études et de discussions. Divers modèles ont été proposés à partir de trois motifs élémentaires principaux qui diffèrent par leur teneur en groupes méthoxyl ($-OCH_3$). Pour une unité élémentaire ($n = 1$), de la formule proposée par Hibbert (1942), on aurait : $C_{30}H_{34}O_{11}$.

Autres substances

Outre la cellulose et la lignine, on trouve dans la matière végétale de très nombreuses substances parmi lesquelles il faut citer :

— les *protéines* et les *composés azotés*, comme la *chlorophylle* ($C_{55}H_{72}O_5N_4Mg$), qui sont des polymères dérivés d'acides aminés surtout aliphatiques et très facilement dégradables ;

— les *huiles, graisses, cires, résines* et *tanins*. Cet ensemble, qui constitue de 2 à 2,5 % des plantes vertes, est particulièrement résistant à la destruction car peu hydrolysable. On peut citer, par exemple, la cire de Carnauba qui provient d'un palmier dont les feuilles sont coupées deux fois par mois : avec 2 000 à 4 000 feuilles, on obtient 16 kg de cire. Le chimisme de ces produits est varié et complexe. Les huiles fixes et les graisses sont dérivées des acides et alcools gras et de la glycérine ; les huiles essentielles (volatiles) sont des terpènes $(C_5H_8)n$ et des camphres $(C_{10}H_{16}O)n$ qui laissent des résines par évaporation. Les résines sont des produits de sécrétion, abondants chez certains Conifères, formés d'acides insaturés : l'acide abiétique ($C_{19}H_{29}COOH$) et l'acide succinique $(CH_2COOH)_2$. Les plus connues sont l'ambre, le copal, le succin et le dammar. La production annuelle totale de cette famille de produits serait de $2\,141 \cdot 10^6$ t pour les graisses, $1\,453 \cdot 10^6$ t pour les cires, et $428 \cdot 10^6$ t pour les résines.

La résistance à la destruction

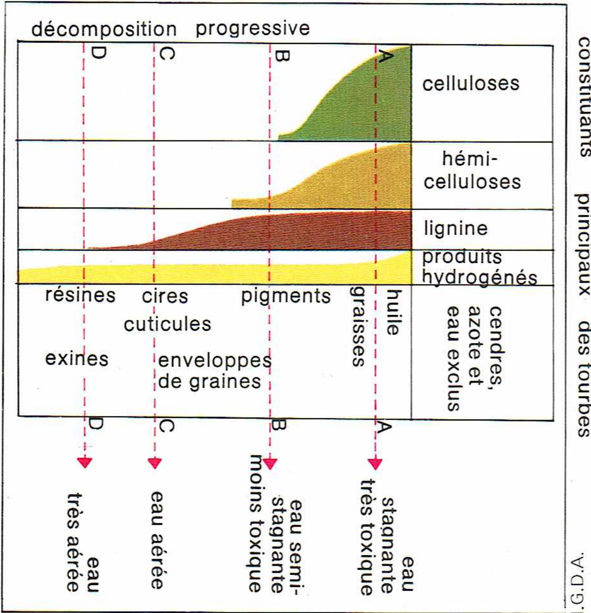
Il est intéressant au total de connaître l'ordre de résistance à la destruction des substances végétales, cet ordre étant directement lié aux probabilités de fossilisation.

Waksman et Stevens (1928) ont établi l'ordre de résistance croissante à la destruction :
1 - protoplasme ; 2 - chlorophylle ; 3 - huiles ; 4 - cellulose ; 5 - lignine ; 6 - épidermes ; 7 - enveloppes de graisses ; 8 - pigments ; 9 - cuticules ; 10 - exines ; 11 - cires ; 12 - résines. Les trois premiers constituants sont rapidement détruits, tandis que les quatre derniers sont très résistants.

Les causes de la dégradation des substances végétales

La décomposition de la matière végétale est provoquée par des agents divers : oxygène, enzymes, Champignons, Bactéries, dont l'activité dépend de la présence d'une certaine quantité d'air (sauf pour les Bactéries anaérobies). La décomposition de la cellulose en glucose est une source d'énergie pour les micro-organismes. Après la destruction de la cellulose des tissus, celle de la lignine devient plus facile car elle est alors plus accessible à l'oxygène.

La vitesse de décomposition des tissus dépend de la composition du milieu environnant ; ainsi, en présence de composés azotés la destruction de la cellulose et de la lignine est accélérée mais celle de la cellulose devient quinze fois plus rapide que celle de la lignine. Cette dernière peut donc être considérée comme l'une des substances initiales de ce qui aboutira ultérieurement aux charbons humiques.



◀ *Représentation schématique des modifications de la composition d'un dépôt tourbeux dans diverses conditions de la couverture aqueuse. Les quatre lignes rouges représentent un apport croissant d'oxygène du haut vers le bas ; on observe des changements corrélatifs de composition et la conservation des substances les plus résistantes au niveau inférieur (d'après White).*

Nombre de micro-organismes par gramme de tourbe ligneuse

Profondeur en cm	Bactéries				Champignons
	aérobies	anaérobies	destructrices de cellulose	azotées	
0	6 200 000	6 000	12 000	18 000	26 000
26-40	25 600 000	12 000	12 000	12 000	2 000
56-62	2 300 000	12 000	12 000	12 000	0
110 - 120	1 600 000	18 000	6 000	6 000	0

▲ *Évolution du nombre de micro-organismes par gramme de tourbe ligneuse en fonction de la profondeur.*

Le processus de destruction des tissus n'est pas seulement chimique, il est aussi *biochimique*. De nombreux microbes et Champignons, adaptés à la destruction des substances organiques, sont capables de décomposer la cellulose et même de briser les noyaux aromatiques. Ainsi, les *Actinomycètes* décomposent les acides humiques, les *Flavobacteria* décomposent le méthane, les *Pseudomonas* dégradent les hydrocarbures polycycliques, etc. Dans une tourbière, la proportion de micro-organismes, variable avec la profondeur, est très élevée dans les premiers décimètres.

En surface, le milieu est aérobie ; les Champignons Actinomycètes et les Bactéries aérobies sont très abondants. En profondeur, les Bactéries anaérobies jouent très rapidement le rôle principal.

C'est la cellulose, dont la destruction est rapidement presque totale, qui fournit l'oxygène nécessaire aux réactions. L'étude microscopique des tissus végétaux que l'on trouve en abondance dans les lignites et dans les houilles avec une structure encore bien reconnaissable montre que la cellulose en est totalement absente (disparition de la fluorescence).

En résumé, le processus de décomposition chimique et surtout biochimique est essentiellement un phénomène de dégradation de la cellulose, de concentration relative en produits dérivés de la lignine et surtout en lipides, cires et résines.

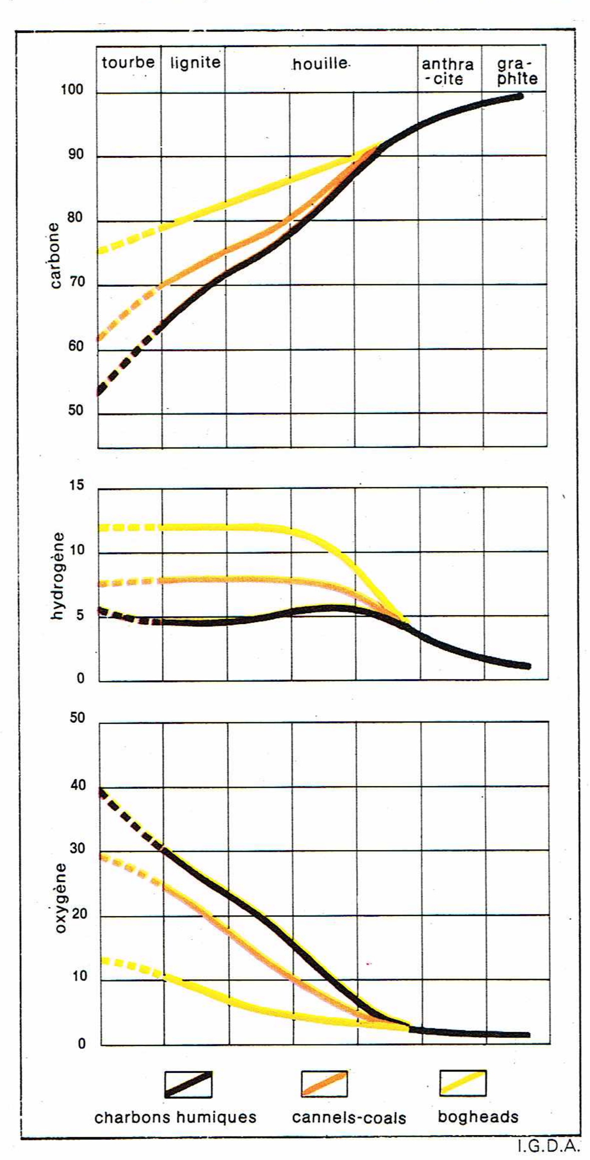
Classification des charbons

La classification des charbons peut être envisagée sous de nombreux aspects : géologique ou chimique, scientifique ou pratique, régional ou international, etc.

Cependant, il importe au préalable de définir, dans tous les cas, les paramètres qui ont été retenus pour élaborer telle ou telle classification. Cette sélection de paramètres implique d'abord un *choix*, ensuite une *hiérarchie* entre les caractères retenus. Nous définirons les divers caractères utilisés ou utilisables pour une classification des charbons. En les énumérant nous serons conduits à passer en revue un assez grand nombre de propriétés fondamentales des charbons dans les domaines de la chimie, de la physique et de la pétrographie.

Quelques remarques préalables s'imposent encore. Les classifications qui se voudraient générales ne furent souvent dans le passé que pragmatiques et locales : l'industrie houillère, développée autour des mines, ne classait bien en détail que les produits qu'elle extrayait du sous-sol immédiat. A l'heure actuelle, où les industries sont devenues souvent portuaires (Dunkerque, Fos) et à base d'importation, la nécessité s'impose de disposer de systèmes de classification aussi universels que possible et capables de traiter les productions charbonnières de provinces paléogéographiques très différentes les unes des autres. C'est dans cette perspective que nous nous placerons pour sélectionner les divers paramètres de classement.

Notre conception de la classification des charbons est résolument globale et unitaire. Les tourbes étant exclues, car elles dépendent essentiellement de processus plus biochimiques que géologiques, les autres catégories : lignites, houilles, anthracites, graphites, sont considérées comme une seule série continue évoluant au cours d'une phase géochimique (anchimétamorphisme) en fonction de deux paramètres essentiels et indissociables : la *température* et le *temps*. Cette évolution, connue depuis longtemps, a été décrite, semble-t-il, pour la première fois par Hilt (1873), d'où l'expression « loi de Hilt » généralement citée dans la littérature pour caractériser ce processus continu de transformation physico-chimique.



▶ ***Représentation graphique de la variation de la composition chimique élémentaire des charbons humiques et sapropéliques avec la houillification.***

Les indices chimiques et techniques de l'évolution

Les indices chimiques de mesures de RANG sont très nombreux ; il est commode pour les classer de considérer séparément l'analyse élémentaire, l'analyse immédiate et les propriétés cokéfiantes.

Analyse élémentaire

Il est classique d'établir, pour la caractérisation chimique d'un charbon, les teneurs en carbone, en hydrogène, en oxygène, en azote et en soufre. Ces teneurs sont ramenées par le calcul à une matière organique pure et sèche. En fait, elles sont établies sur des produits décendrés dont la teneur en cendres doit être toujours inférieure à 10 %.

C'est la *teneur en carbone* qui constitue le test chimique de référence le plus couramment utilisé pour classer un charbon. Le carbone est dosé, en même temps que l'hydrogène, par voie pondérale après transformation en CO_2 et en H_2O. Le C varie d'environ 50 % à près de 100 % de la tourbe jusqu'au graphite ; la limite entre le lignite et la houille est franchie à 77 % de C.

L'*hydrogène*, par contre, reste à peu près constant (5-6 %) pendant une grande partie de l'évolution et ne commence à baisser que dans le stade final (anthracitique) de celle-ci. Il devient alors dans cette zone un excellent paramètre de classement, sa teneur s'abaissant de 4 % (limite maigre-anthracite) à 0,2 % dans les graphites vrais.

L'*oxygène*, calculé le plus souvent dans le passé par différence, est à l'heure actuelle dosé directement. Il varie, assez régulièrement, d'environ 25 % au stade lignite tendre à moins de 2,5 % au stade anthracite, en passant par une teneur d'environ 15 % à la frontière lignites-houilles.

L'*azote* et le *soufre* (ce dernier très important du point de vue de l'utilisation industrielle ultérieure du combustible) sont d'un très faible intérêt du point de vue de la mesure du rang. Le soufre caractérise en fait la fraction minérale, sulfates et surtout sulfures (pyrite) ; on considère que sa teneur doit rester, après lavage, si possible inférieure à 1 %.

Analyse immédiate

La *teneur en cendres*, établie après combustion à 825 °C, d'une grande importance pour la valeur d'usage du charbon, est liée aux conditions locales de genèse des bassins houillers, mais ne traduit en rien le rang d'évolution.

Un charbon naturel contient toujours une certaine proportion, parfois importante, de substances minérales ; *quartz, silicates, carbonates, sulfures,* etc. Le problème consiste, sur le plan pratique, à les éliminer par lavage. L'opération est parfois facile pour les cendres secondaires, postgénétiques, ayant rempli les fissures par voie hydrothermale. Elle n'est cependant pas toujours possible : en effet, certaines fractions, les plus fines, des matières minérales déposées en même temps que la matière organique et qualifiées de ce fait de « syngénétiques » ne sont pas éliminables par lavage industriel classique. C'est souvent le cas des charbons des bassins superficiels des territoires de l'ancien continent de Gondwana, où matière organique et phyllites argileuses sont intimement mélangées.

Ajoutons à cela l'existence de cendres d'origine végétale, dites aussi cendres « intrinsèques », qui peuvent atteindre dans certains cas des valeurs non négligeables.

Par ailleurs, enfin, il est bien connu que le charbon est un collecteur très efficace d'éléments en traces *(oligo-éléments)* qui se retrouvent dans la matière organique dans un état beaucoup plus concentré que dans la moyenne des roches. Ce phénomène se produit dès le stade précoce de formation de l'humus, par lessivage fractionné et concentration par évaporation de l'eau dans les tissus épidermiques des feuilles (cuticules).

Le tableau ci-dessous donne la concentration des oligo-éléments dans l'humus de forêt, d'après Goldschmidt (1935) :

	NiO	GeO_2
sol de forêt	20	5
feuilles de chêne	50	5
humus de chêne	100	70

Parfois, il s'agit d'une concentration secondaire après formation et compaction des gisements, mais pour que le phénomène de concentration se produise il est nécessaire que le passage des solutions hydrothermales minéralisées se soit produit au moment où la matière organique était encore à un stade précoce d'évolution. Le cas des lignites de Dakota est, à cet égard, très démonstratif : ces lignites ont concentré l'uranium des grès radioactifs qui les surmontent. Le collectage de l'uranium a été si efficace que la radioactivité est totalement concentrée dans les premiers décimètres situés au toit de la couche la plus élevée du gisement. Au mur de la couche et dans les autres couches inférieures, la radioactivité est nulle. En dehors de l'uranium les facteurs de concentration les plus élevés (1 000 à 1 600 fois) sont, d'après Goldsmith, ceux de l'arsenic, du germanium, de l'argent, du bore et du bismuth. A la limite, certains gisements houillers pourraient être valorisés par les éléments métalliques concentrés qui s'y trouvent.

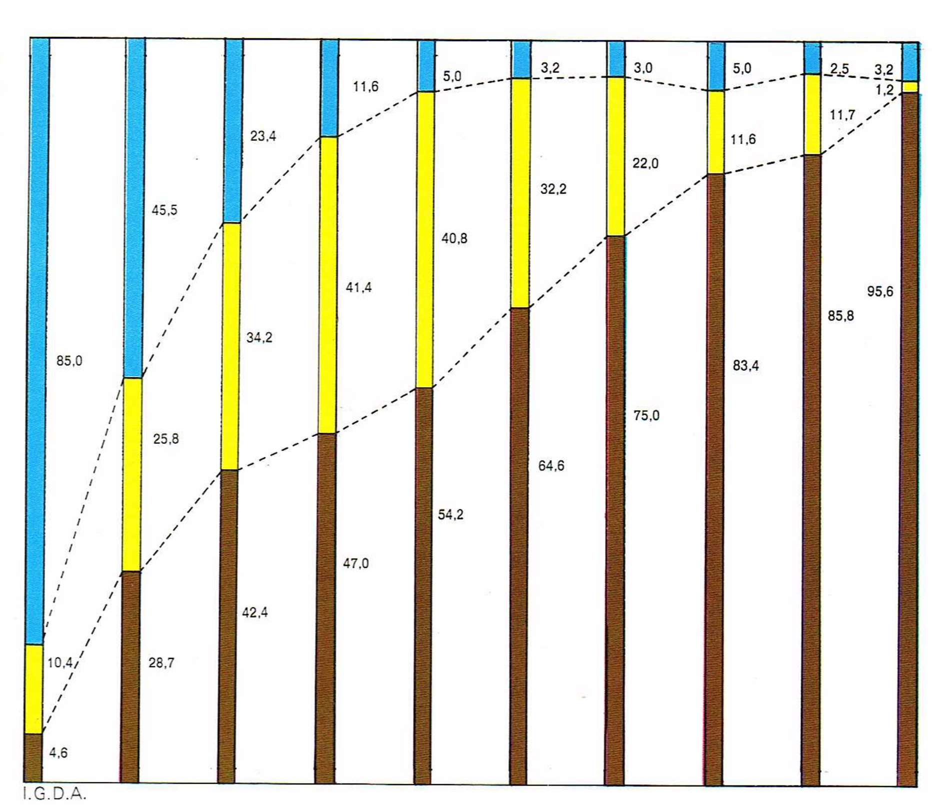
Le rendement en *matières volatiles,* contrairement aux cendres, est un test de mesure de la diagenèse, très couramment utilisé. Il est établi, à l'abri de l'air, à une température de 960 °C. Ce test, normalisé dans tous les pays, a été retenu dans la Classification internationale de Genève comme devant fournir le premier chiffre (classe) d'un nombre qui en comporte trois. Au-dessus de 33 %, il est admis que les matières volatiles perdent de leur signification en tant que paramètre de classement. Elles sont alors relayées, dans la Classification internationale, par le *pouvoir calorifique,* qui permet d'établir un certain nombre de divisions importantes, notamment entre lignite et houille à 7 200 calories/gramme. Notons ici que le pouvoir calorifique est lié, non seulement au rang, mais aussi à la teneur en cendres ; lorsque celle-ci, s'élève, le pouvoir calorifique s'abaisse proportionnellement.

Certaines classifications accordent une grande importance à l'*humidité,* non pas celle de la mine qui ne traduit que les conditions locales par rapport à la nappe phréatique, mais celle qualifiée d'« humidité de rétention », mesurée dans des conditions toujours comparables (30 °C et 96 % d'humidité). Cette teneur en eau varie de plus de 70 % pour les tourbes à moins de 8-10 % pour les houilles. Elle constitue pour les lignites un excellent paramètre de classement.

La capacité de rétention d'eau est liée, d'une part au volume des pores accessibles, et d'autre part au caractère chimiquement actif de la surface de ces pores. Au cours de l'évolution, du fait de la compaction, la *porosité* s'abaisse fortement tandis que, par ailleurs, les surfaces, d'abord chimiquement actives, deviennent progressivement inertes. Cette porosité s'exprime en cm^3/g (volume des pores accessibles dans des conditions opératoires déterminées) ou en m^2/g (surface accessible). A titre d'exemple, un lignite peu évolué (71,7 % de C) a un volume poreux de 0,052 cm^3/g et une surface accessible de 2,60 m^2/g, tandis qu'une houille grasse (88,6 % de C) présente un volume poreux de 0,025 cm^3/g et une surface accessible de 0,24 m^2/g.

Propriétés cokéfiantes

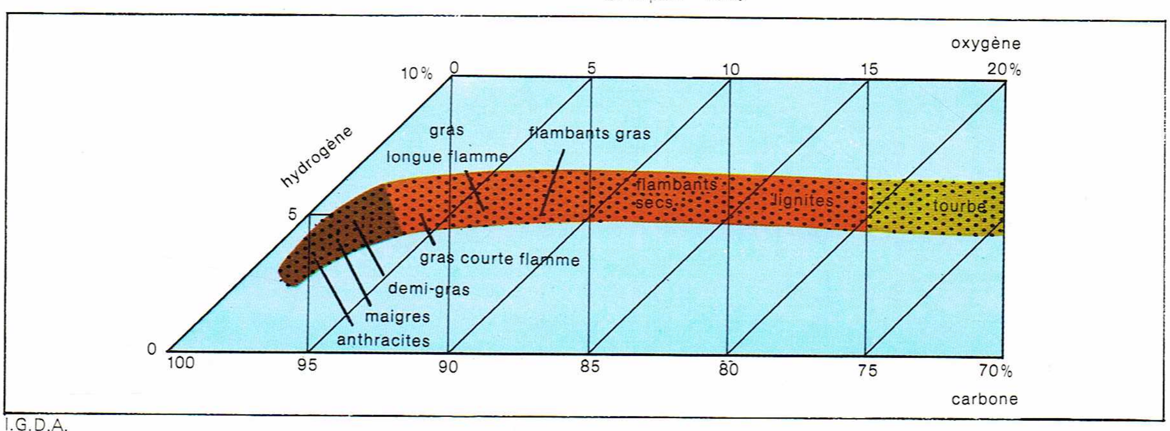
Celles-ci jouent un grand rôle dans toutes les classifications internationales du fait de la grande valeur marchande et industrielle des charbons à coke. Un charbon à coke est caractérisé par le fait qu'il est capable, au



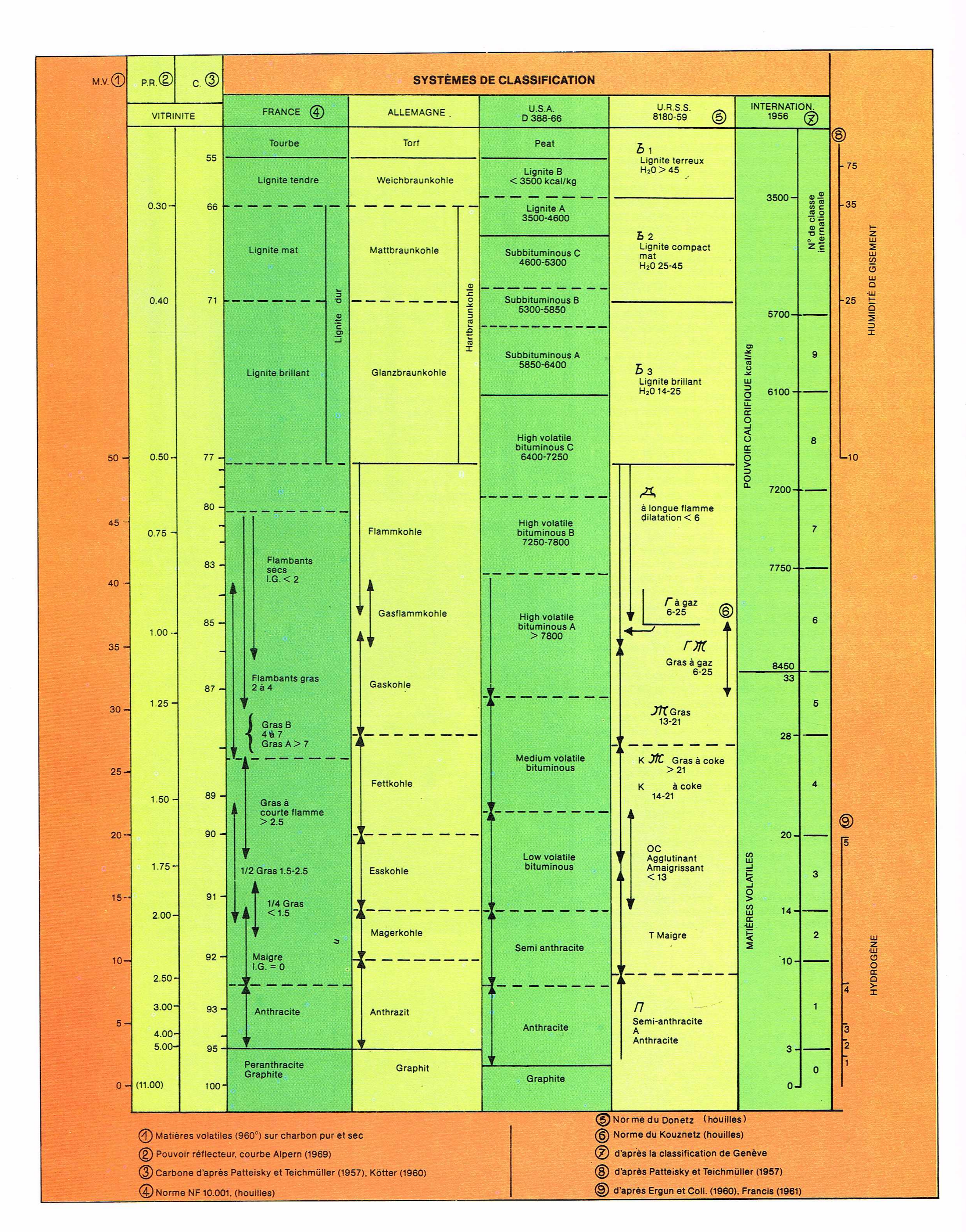
▲ *Évolution de la composition chimique des charbons (analyse immédiate) avec la houillification : en bleu, humidité ; en jaune, matières volatiles ; en marron, carbone fixe (d'après Campbell).*



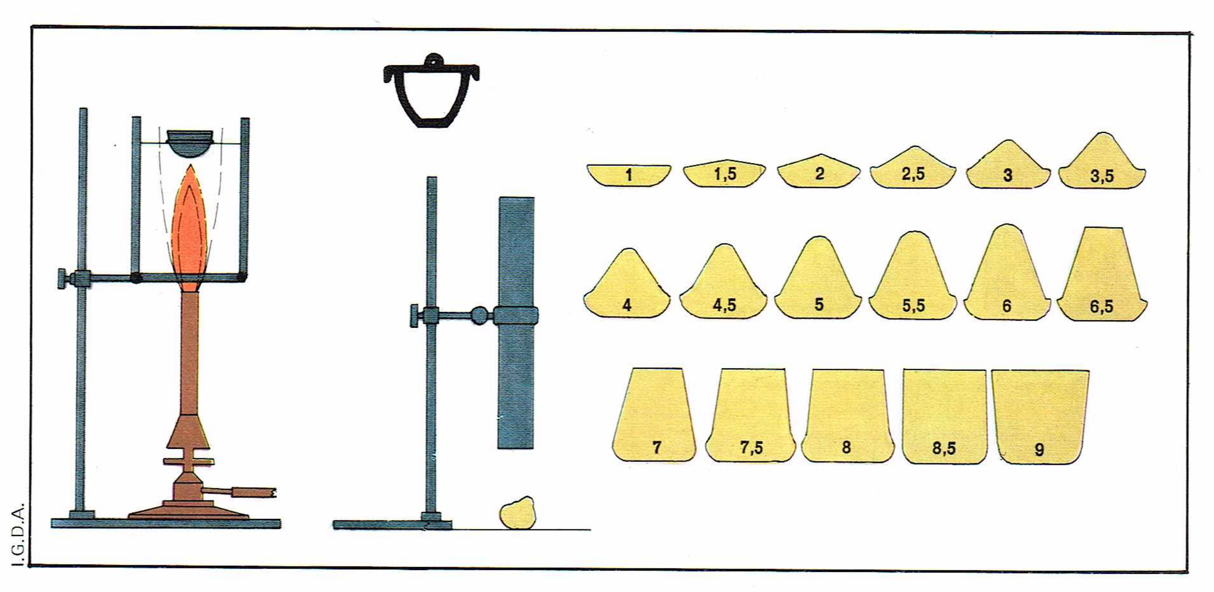
◀ *Charbon de Zauckerode (R. D. A.). Modification de la matière organique autour des inclusions radioactives. L'action des particules alpha augmente la réflectance (B. Alpern, 1965 ; lumière réfléchie, immersion d'huile, G = 300).*



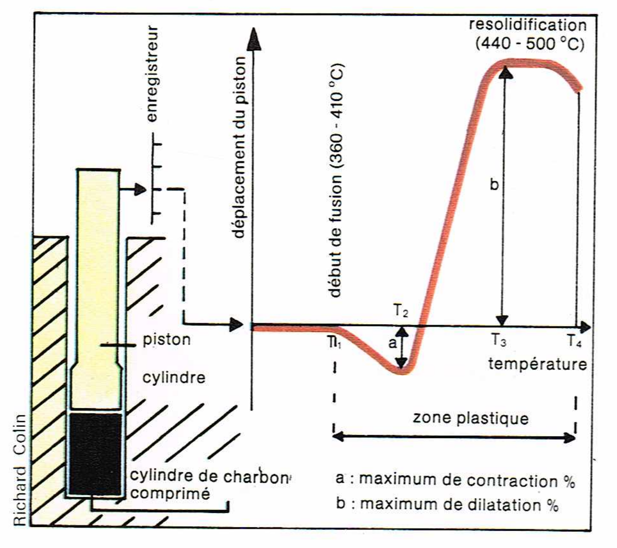
◀ *Composition chimique des charbons humiques et évolution durant la houillification. On notera la stabilité de la teneur en hydrogène des lignites aux anthracites (exclus) [d'après Stutzer].*



SYSTÈMES DE CLASSIFICATION
M.V. ①
P.R. ②
C. ③
VITRINITE
FRANCE ④
ALLEMAGNE
U.S.A. D 388-66
U.R.S.S. 8180-59 ⑤
INTERNATION. 1956 ⑦
Tourbe
Lignite tendre
Lignite mat
Lignite brillant
Lignite dur
Flambants secs I.G. < 2
Flambants gras 2 à 4
Gras B 4 à 7
Gras A > 7
Gras à courte flamme > 2.5
1/2 Gras 1.5-2.5
1/4 Gras < 1.5
Maigre I.G. = 0
Anthracite
Peranthracite Graphite
Torf
Weichbraunkohle
Mattbraunkohle
Glanzbraunkohle
Hartbraunkohle
Flammkohle
Gasflammkohle
Gaskohle
Fettkohle
Esskohle
Magerkohle
Anthrazit
Graphit
Peat
Lignite B < 3500 kcal/kg
Lignite A 3500-4600
Subbituminous C 4600-5300
Subbituminous B 5300-5850
Subbituminous A 5850-6400
High volatile bituminous C 6400-7250
High volatile bituminous B 7250-7800
High volatile bituminous A > 7800
Medium volatile bituminous
Low volatile bituminous
Semi anthracite
Anthracite
Graphite
Б 1 Lignite terreux H₂0 > 45
Б 2 Lignite compact mat H₂0 25-45
Б 3 Lignite brillant H₂0 14-25
Д à longue flamme dilatation < 6
Г à gaz 6-25
⑥
ГЖ Gras à gaz 6-25
Ж Gras 13-21
K Ж Gras à coke > 21
K à coke 14-21
OC Agglutinant Amaigrissant < 13
T Maigre
П Semi-anthracite A Anthracite
POUVOIR CALORIFIQUE kcal/kg
MATIÈRES VOLATILES
N° de classe internationale
⑧
HUMIDITÉ DE GISEMENT
⑨
HYDROGÈNE
50
45
40
35
30
25
20
15
10
5
0
0.30
0.40
0.50
0.75
1.00
1.25
1.50
1.75
2.00
2.50
3.00
4.00
5.00
(11.00)
55
66
71
77
80
83
85
87
89
90
91
92
93
95
100
3500
5700
6100
7200
7750
8450
33
28
20
14
10
3
0
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
75
35
25
10
5
4
3
2
1
① Matières volatiles (960°) sur charbon pur et sec
② Pouvoir réflecteur, courbe Alpern (1969)
③ Carbone d'après Patteisky et Teichmüller (1957), Kötter (1960)
④ Norme NF 10.001, (houilles)
⑤ Norme du Donetz (houilles)
⑥ Norme du Kouznetz (houilles)
⑦ d'après la classification de Genève
⑧ d'après Patteisky et Teichmüller (1957)
⑨ d'après Ergun et Coll. (1960), Francis (1961)



◀ *Détermination de l'indice de gonflement des houilles. Après chauffage à 820 ± 5 °C dans des conditions standards, on compare optiquement le profil du culot obtenu à une série de profils de référence (d'après Van Krevelen).*



◀ *Schéma et principe du* **dilatomètre** *: un cylindre de charbon comprimé est chauffé lentement (2 à 3 °/mn) en atmosphère inerte, on enregistre le déplacement du piston.*

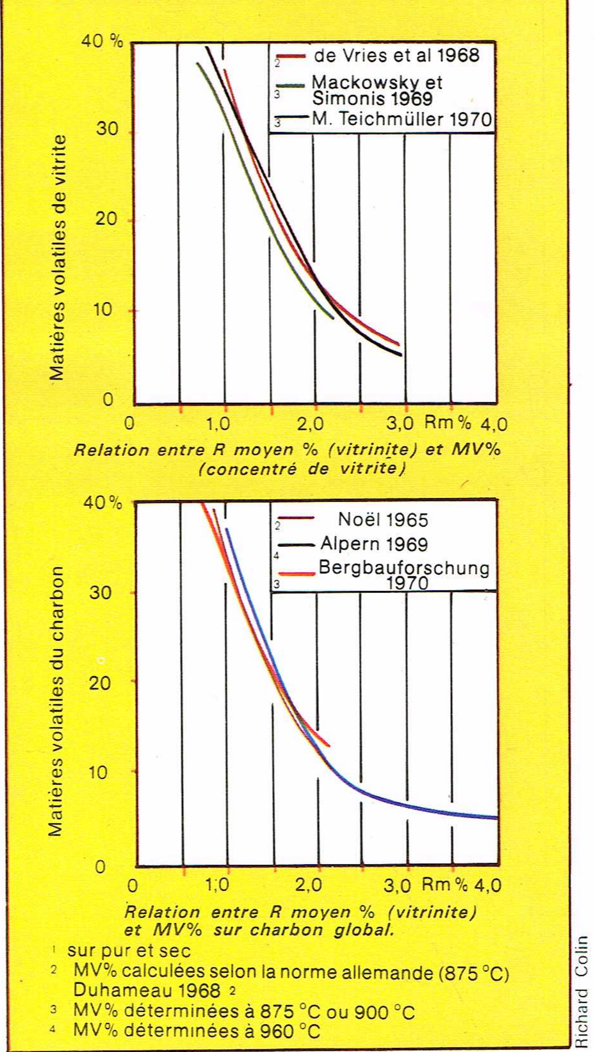
cours de son chauffage à l'abri de l'air, de fondre dans une zone de température dite « zone plastique » puis de se resolidifier en un système vacuolaire, le semi-coke, qui, chauffé au-dessus de 1 000 °C, donnera finalement le coke industriel. La zone plastique se situe en général entre 360 et 410 °C pour le début de fusion et 440 et 500 °C pour la resolidification.

Pendant cette phase où le produit est visqueux, les matières volatiles (MV) produites par la pyrolyse ont tendance à s'échapper. La poussée des gaz inclus dans la masse fondue aboutit au phénomène du *gonflement*. Celui-ci est le plus intense pour les charbons « gras à coke », qui ont une teneur en matières volatiles d'environ 20 à 25 %. De part et d'autre de ce maximum, le gonflement est moins intense et, pour les charbons flambants d'un côté (> 35 % MV), pour les charbons maigres et anthraciteux de l'autre (< 15 % MV), il devient, sauf exceptions, quasi nul.

Le gonflement est mesuré en chauffant brutalement du charbon à l'abri de l'air et en comparant la forme obtenue à des profils de référence, gradués de 1 à 9. On peut aussi mesurer le gonflement au *dilatomètre,* qui inscrit les variations de longueur d'un cylindre de charbon au

▼ *Classification des houilles d'après leur nature. (B. Alpern, 1969)*

GROUPES DÉTERMINÉS D'APRÈS LE POUVOIR AGGLUTINANT		CLASSIFICATION DES HOUILLES D'APRÈS LEUR NATURE.										SOUS-GROUPES DÉTERMINÉS D'APRÈS L'APTITUDE A LA COKÉFACTION	
Indice de gonflement au creuset	Numéro du groupe	Nombres conventionnels										Numéro du sous-groupe	Dilatation maximale
Supérieur à 4	3					435	535	635				5	Supérieure à 140
					334	434	534	634				4	50 à 140
					333	433	533	633	733			3	0 à 50
					332 (a | b)	432	532	632	732	832		2	0 et au-dessous
2.5 à 4	2				323	423	523	623	723	823		3	0 à 50
					322	422	522	622	722	822		2	0 et au-dessous
					321	421	521	621	721	821		1	Contraction seulement
1 à 2	1			212	312	412	512	612	712	812		2	0 et au-dessous
				211	311	411	511	611	711	811		1	Contraction seulement
0 à 1,5	0		100 (A | B)	200	300	400	500	600	700	800	900	0	Ne se ramolissant pas
Numéro de la classe		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9		
Indice des matières volatiles		0 à 3	3 à 10 (3 à 6.5 | 6.5 à 10)	10 à 14	14 à 20	20 à 28	28 à 33	Sup. à 33	Sup. à 33	Sup. à 33	Sup. à 33		
Pouvoir calorifique supérieur								Sup. à 7 750	7 200 à 7 750	6 100 à 7 200	5 700 à 6 100		
Classes déterminées d'après l'indice de matières volatiles ou d'après le pouvoir calorifique supérieur.													



cours de l'échauffement. Le gonflement au creuset donne le deuxième chiffre de la Classification internationale, celui du groupe, tandis que le dilatomètre donne le troisième, celui du sous-groupe.

Les indices physiques de l'évolution

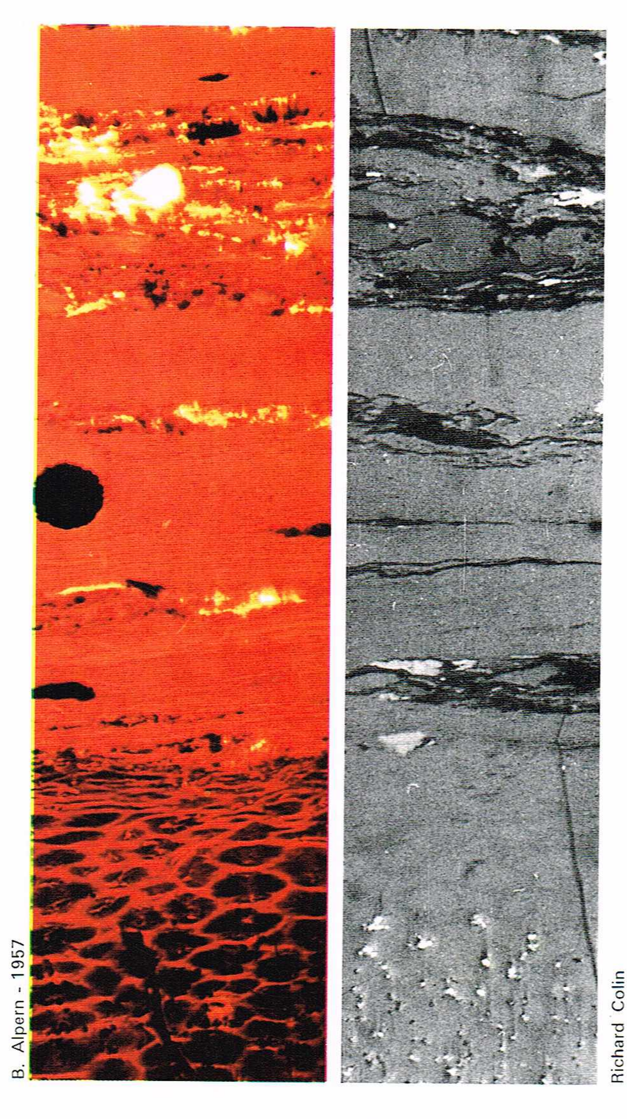
Parmi ceux-ci, les plus importants sont liés aux propriétés optiques de la matière organique, base du développement considérable de la microscopie des charbons.

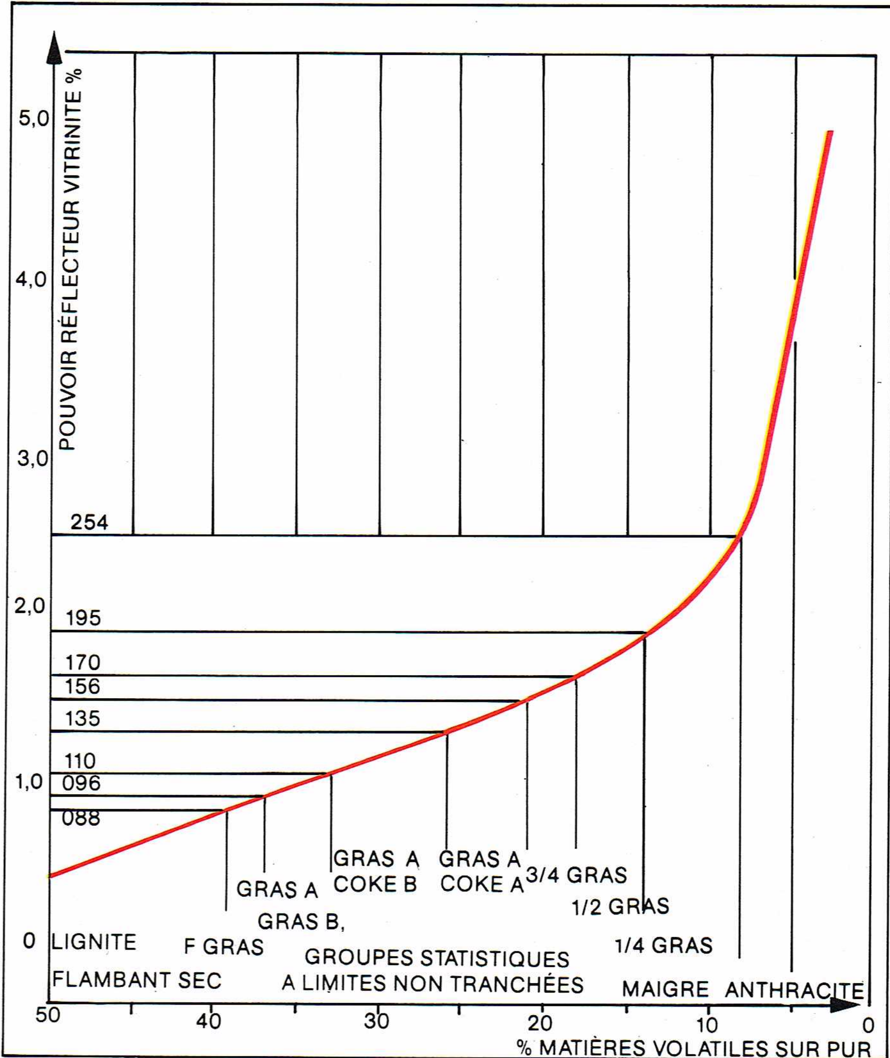
La réflectance

L'examen, simplement visuel, d'une série d'échantillons de degrés d'évolution croissants montre que les produits sont brun-rougeâtre, ternes et mats au niveau des lignites tendres, qu'ils deviennent noirs, puis de plus en plus brillants dans les étapes suivantes. Ce phénomène, facilement décelable à l'œil nu, peut être mesuré avec une très grande précision au moyen d'un *photomètre* sur des surfaces soigneusement polies. On opère dans des conditions normalisées à l'échelle internationale, avec un objectif × 25 ou × 50 en immersion d'huile, une lumière incidente soigneusement stabilisée et filtrée à 546 nm. Les mesures se font sur des plages de 10 μ environ et toujours sur le même constituant de référence : la *vitrinite*. Les chiffres sont calculés en valeur absolue par rapport à un étalon synthétique dont les indices de réfraction, *n*, et d'absorption, *k*, sont connus. La formule théorique de calcul du *pouvoir réflecteur* est (Fresnel-Beer) :

$$R = \frac{(n - N)^2 + n^2k^2}{(n + N)^2 + n^2k^2}$$

dans laquelle *n* et *k* sont les indices de réfraction et d'absorption du charbon, et N l'indice de réfraction du milieu d'immersion. A titre d'exemple, pour un charbon gras à 89 % de carbone, n = 1,88, k = 0,07. L'indice de l'huile d'immersion est N = 1,515 à 20 °C. Le pouvoir





▲ *A gauche, photographies d'une même plage, vue en transparence à gauche et en réflexion à droite, sur une lame mince. On observe, dans le bas, le tissu ligneux gélifié, surtout visible en transparence, et, en haut, la vitrinite (photo B. Alpern ; G = 350). A droite, représentation graphique du pouvoir réflecteur des charbons français (B. Alpern ; 1969).*

◀ *Page ci-contre, à gauche, représentation graphique de l'évolution du pouvoir réflecteur des macéraux dans le Bassin lorrain (B. Alpern, 1966). A droite, courbes établies séparément par des pétrographes dans leurs pays respectifs ; on observe qu'elles sont pratiquement superposables, ce qui permet de conclure que les indices de réflectance ont une valeur universelle* (Lexique international de pétrographie des charbons, *C. N. R. S., Paris, éd. 1963 et 1971*).

réflecteur mesuré dans ces conditions varie de 0,3 % pour les lignites tendres à 11 % pour le graphite. La limite lignites-houilles est située à environ 0,5 % de réflectance.

Les avantages du pouvoir réflecteur sont les suivants : la mesure est non destructive ; elle s'établit sur de très faibles quantités de produits (cas des sondages). Le test couvre d'une manière satisfaisante toute la série évolutive, sauf dans les tout premiers stades de la diagenèse (R < 0,3 %), où il est difficile de distinguer avec précision ce qui revient aux conditions biochimiques de ce qui est dû à l'évolution.

Si l'on mesure la variation des valeurs de réflectance sur une même verticale (cas des sondages), on observe dans tous les cas normaux (sans perturbations tectoniques) une augmentation de celles-ci avec la profondeur. Prenons le cas du Bassin lorrain : on y exploite près de la surface des houilles flambantes du Stéphanien et, plus en profondeur, des houilles à gaz puis grasses du Westphalien D, C puis B. Un sondage effectué à Gironville au sud-ouest de la partie exploitée a permis de recouper en outre, à la base des séries précédentes, des veines de charbon jusqu'à une profondeur de 6 000 m et qui appartiennent à l'étage Namurien. Ces dernières veines sont de l'anthracite. Ainsi, sur une même verticale représentant l'accumulation d'environ 7 000 à 8 000 m de sédiments comportant de nombreuses intercalations charbonneuses, le degré d'évolution passe du stade des houilles flambantes à celui des anthracites.

Sur le plan des propriétés optiques, on constate d'importants changements :

— la réflectance s'élève pour la vitrinite de 0,7 % à plus de 5 % ;

— la réflectance des spores (exinite) évolue de 0,2 % à 1,6 %, et à ce niveau rejoint la courbe évolutive de la vitrinite ;

— après cette convergence, on observe une anisotropie de réflexion ; il faut alors distinguer un pouvoir réflecteur maximal et un pouvoir réflecteur minimal déterminés en lumière polarisée selon des positions parallèles ou perpendiculaires au plan de stratification.

Si l'on considère alors non plus les veines de charbon sur une même verticale mais les charbons de toute provenance géographique, on s'aperçoit qu'ils se placent sur une courbe évolutive analogue à celle du Bassin lorrain avec les mêmes valeurs successives depuis les lignites jusqu'aux anthracites.

On constate, en outre, que les courbes évolutives établies séparément par les pétrographes de chaque pays sur leurs propres bassins sont pratiquement superposées. On peut en conclure que *les indices de réflectance ont une valeur universelle* et constituent de ce fait un paramètre de mesure du rang irremplaçable, surtout si l'on rappelle que la mesure de ce paramètre n'est pas destructive et qu'elle porte sur un constituant simple qu'on isole par l'observation sans avoir nécessairement à l'extraire de la roche.

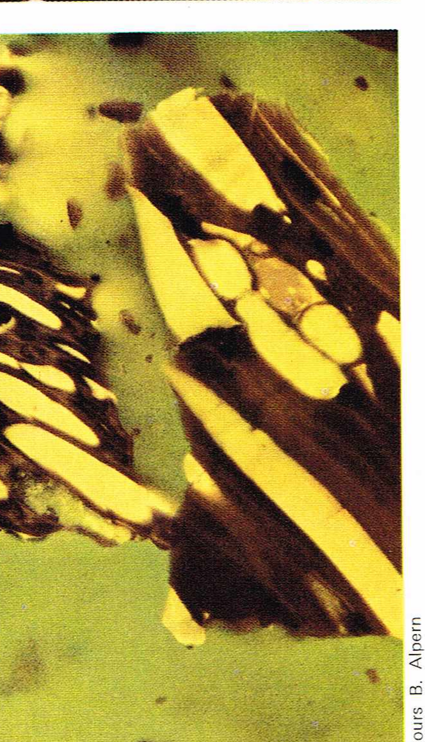
La transparence

La transparence, comme la réflectance, est liée aux indices n et k. Au lieu de mesurer la quantité de lumière réfléchie, on mesure (le même appareillage étant valable) la quantité de lumière absorbée par l'objet étudié par rapport au même faisceau lumineux traversant la préparation sans passer par l'objet. Théoriquement, il faudrait travailler à épaisseur constante.

Certains auteurs ont utilisé des lames minces de charbon et mesuré l'absorption lumineuse de la vitrinite, qui est rouge au stade des charbons flambants, puis brune et ensuite opaque. D'autres chercheurs utilisent le matériel, spores et pollen, des préparations palynologiques (c'est la voie la plus explorée actuellement).

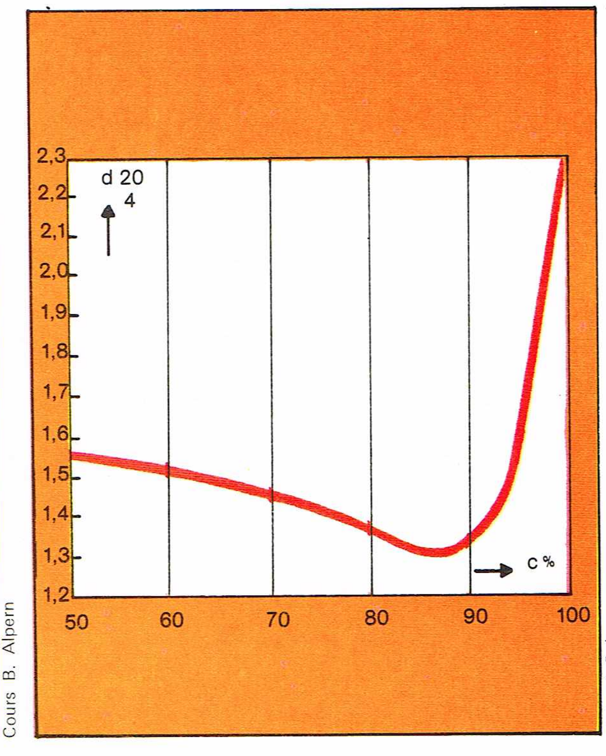


Cours B. Alpern



Cours B. Alpern

Il est nécessaire dans ce cas de travailler *toujours sur la même espèce* en choisissant si possible une spore sans ornements ni épaississements de la paroi. La méthode comporte de ce fait une limite : il n'est, en effet, pas toujours possible de trouver la même espèce dans toute la série géologique et dans tous les bassins. Il existe une autre limitation à cette méthode : comme la vitrinite, mais un peu plus tard, les spores deviennent totalement opaques au cours de la catagenèse et bien avant que celle-ci soit achevée. L'opacité des spores est en effet quasi totale au niveau des charbons gras (25 % de matières volatiles environ). La transparence n'a donc pas de valeur universelle pour la mesure de l'évolution mais elle peut être intéressante à utiliser dans ses premiers stades.



Richard Colin

▲ *Ci-dessus, dans la marge, même particule charbonneuse, vue, en haut, en réflexion et, en bas, en fluorescence : les inclusions résineuses apparaissent en jaune en fluorescence; la partie supérieure de la particule a été attaquée par un mélange oxydant pour mettre en évidence la structure cellulaire (G = 350; cours B. Alpern). A droite, représentation graphique de l'évolution de la* **densité du charbon** *avec le rang (Van Krevelen).*

La fluorescence

C'est la dernière née des techniques d'observation microscopique. Elle revêt à l'heure actuelle une grande importance, tant pour la reconnaissance des constituants des houilles que pour la mesure de leur évolution. La fluorescence est un phénomène provoqué dans une substance inorganique ou organique par un rayonnement de courte longueur d'onde focalisé sur l'objet. Pour la matière organique, on utilise une radiation bleue (longueur d'onde λ = 390 nm). On pourrait exciter la matière organique par un rayonnement ultraviolet (λ = 250 nm) beaucoup plus énergique, mais il faudrait alors disposer d'une optique en quartz, ce qui n'est pas nécessaire pour la fluorescence par excitation dans le bleu. La matière organique ainsi irradiée émet un autorayonnement (autofluorescence, ou fluorescence primaire) dans le spectre visible. Cette autofluorescence est caractéristique du *constituant* observé ainsi que de son *degré d'évolution*. Ce sont surtout les constituants du sapropèle, notamment les Algues, les spores et leurs produits de dégradation, qui sont fluorescents.

Au cours de l'évolution, la fluorescence émise passe des longueurs d'onde courtes (bleu, puis vert), aux longueurs d'onde plus élevées (jaune, rouge, puis brun). A partir d'un certain stade, toute fluorescence disparaît (charbons gras de réflectance 1,3 % environ). Ce paramètre, comme la transparence, n'est donc pas universel mais utilisable seulement dans la diagenèse et dans les premiers stades de la catagenèse.

Il n'est pas facile de mesurer l'intensité absolue de la fluorescence organique : on ne dispose pas d'étalon et, en outre, l'épaisseur de l'objet intervient. Par contre, la forme du spectre émis, la position du maximum, le rapport bleu/rouge et l'évolution du signal d'autofluorescence au cours du temps (fading) sont autant de moyens de mesurer l'évolution diagénétique ou de caractériser les familles chimiques de produits. Les chimistes appellent généralement « bitumes » la fraction organique de la roche extractible au chloroforme.

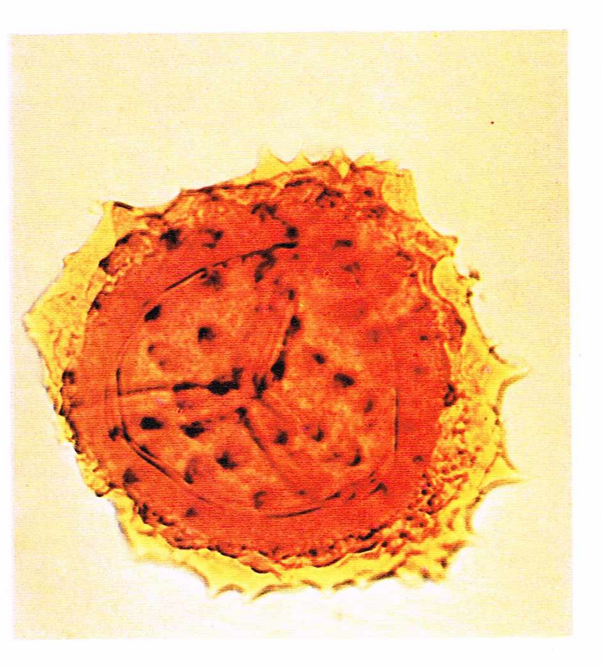
Récemment, l'application de la fluorescence a permis de découvrir, dans les charbons, des constituants qui n'avaient jamais été observés auparavant et qui font partie de la famille des *« bitumes »*, soit primaires *(bituminite)*, soit secondaires et partiellement migrés *(exudatinite)*. Ces découvertes peuvent avoir une grande importance dans la compréhension de l'évolution des houilles et même dans celle de la formation des pétroles.

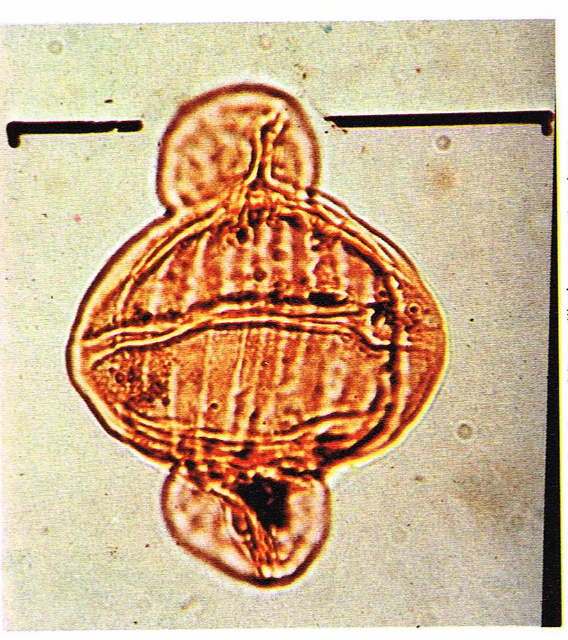
Autres propriétés physiques

Parmi les autres propriétés intéressantes, nous avons retenu : la densité, la microdureté, l'anisotropie optique, le comportement sous le rayonnement X.

● *La densité*. Celle-ci doit être mesurée sur un produit sec; en outre, il faut tenir compte de la microporosité, qui peut être élevée au stade lignite, et la déduire afin de passer de la densité *apparente* à la densité *vraie*







Coll. internationale de diapositives, d'holotypes et cotypes de la CIMP. Éditions B. Alpern. F. Fleury

(volume poreux accessible exclu). En moyenne, on obtient des valeurs inférieures à 1,5 pour les lignites tendres, à 2,25 pour les graphites. Entre ces deux valeurs la courbe passe par un minimum de 1,28-1,30 environ au stade des charbons gras à 87 % de carbone. Du fait de cette allure avec minimums, la densité n'est pas un bon paramètre de rang, sauf dans des portions limitées de l'évolution situées de part et d'autre du minimum. Ajoutons également que la valeur obtenue est très sensible à la teneur en cendres et que celle-ci doit être, bien entendu, aussi basse que possible, la teneur nulle n'étant pratiquement jamais atteinte ne serait-ce que du fait des cendres végétales intrinsèques ; celles-ci, qui sont inférieures à 1 % dans des substances ligneuses, s'élèvent, par exemple, à 4 % en moyenne pour *Pinus sylvestris*, à 5,4 % pour *Lycopodium complanatum* et à 18,7 % avec *Equisetum arvense*.

● *La microdureté*. Celle-ci peut être établie sur les charbons au moyen d'un « indenteur », généralement constitué par un diamant pyramidal à base carrée ayant un angle de 136° au sommet. On applique une certaine pression sur cet indenteur, soit par des poids (de 4 à 100 g), soit au moyen d'un ressort étalonné. L'enfoncement du diamant dans le charbon détermine la formation d'une empreinte losangique dont on mesure les diagonales. La longueur de celles-ci, généralement comprise entre 1 et 50 μ, est proportionnelle à la charge mais inversement proportionnelle à la microdureté du constituant. La *microdureté* est exprimée en kg/mm² selon la formule :

$$mD = 1\,854{,}4 \cdot \frac{P}{d^2}$$

P étant la charge évaluée en grammes, et d la longueur de la diagonale mesurée en microns. La microdureté atteint des valeurs de 10 à 30 kg/mm² pour les lignites et de 40 (charbons flambants) à plus de 120 kg/mm² pour les anthracites. Comme celle de la densité, la courbe de la microdureté présente un minimum de 33 kg/mm² environ dans le domaine des charbons gras (20 % de matières volatiles).

Signalons, en outre, que l'on passe du domaine *plastique* dans les lignites et les houilles au domaine *élastique* au niveau des anthracites. En effet, l'empreinte disparaît dès que l'on relève l'indenteur, et il faut utiliser des artifices pour la mesurer au maximum de la position d'enfoncement.

● *L'anisotropie optique*. Cette propriété n'est pas la biréflectance que nous avons mentionnée précédemment à propos du pouvoir réflecteur et qui se caractérise par l'existence de deux valeurs, maximale et minimale, par rapport au plan de stratification. Il s'agit ici d'une anisotropie mise en évidence au moyen de deux polariseurs dont les plans principaux sont croisés. Dans ces conditions d'observation, tous les charbons restent noirs (isotropes) en microscopie par réflexion, sauf les anthracites qui réapparaissent avec une intensité lumineuse d'autant plus élevée qu'ils sont plus évolués. Ce phénomène, lié à la compression physique due au poids des sédiments, est maximal lorsque le plan de stratification est à 45° des plans principaux de polarisation. On ne peut l'observer et le mesurer que lorsque la section polie est perpendiculaire à la stratification.

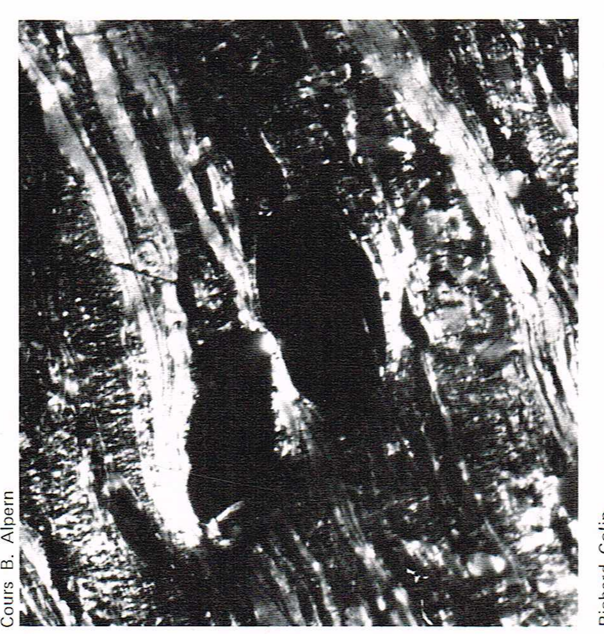
● *Le comportement aux rayons X*. Soumis au rayonnement X le graphite montre l'existence de plans réticulaires orientés se traduisant sur le diagramme d'enregistrement par un certain nombre de raies, dont la principale est la raie 002. Le graphite est formé d'un empilement de lamelles hexagonales de 1,417 Å de côté, équidistantes de 6,695 Å. Soumis au même rayonnement, les charbons montrent une organisation d'autant plus graphitique et une raie 002 d'autant plus marquée que le stade d'évolution est plus avancé. Ce n'est donc, en fait, que dans le domaine des anthracites, des « méta- » ou « peranthracites », et des graphites que le rayonnement X peut fournir un bon paramètre de mesure de l'évolution. Dans ce domaine, la teneur en carbone, qui varie entre 92 et 98 %, est peu utilisable ; l'hydrogène, au contraire, est le paramètre idéal pour étalonner l'indice de graphitisation aux rayons X car dans la même zone il passe de 2 % à 0,2 %, soit un rapport de 1 à 10.

Conclusions sur l'ensemble des propriétés physico-chimiques

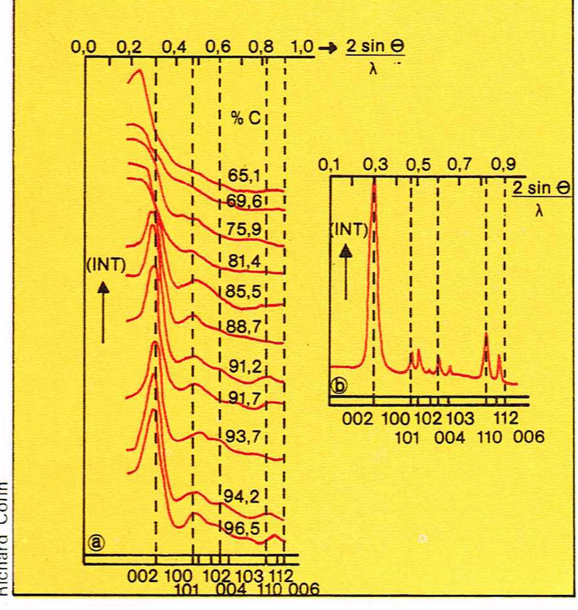
Nous venons de voir que les propriétés qui permettent de mesurer l'évolution des charbons sont très nombreuses. Certaines sont générales (teneur en carbone et réflectance), d'autres sont intéressantes dans les stades précoces d'évolution (humidité, pouvoir calorifique, fluorescence), d'autres enfin caractérisent mieux les stades terminaux de celle-ci (teneur en hydrogène, indice de graphitisation aux rayons X, anisotropie optique et biréflectance).

Cependant, nous avons parlé du charbon comme s'il s'agissait d'un corps élémentaire pur alors qu'en réalité nous sommes en présence d'un mélange de constituants divers, aux propriétés parfois très différentes. Une importante coupure doit être introduite au niveau méthodologique selon que la mesure porte sur un constituant élémentaire simple (réflectance, fluorescence, microdureté) ou qu'elle porte sur le mélange sans le décomposer (teneur en matières volatiles, densité, carbone, hydrogène, etc.). En toute rigueur, une propriété chimique n'est valable que si elle a été déterminée sur un constituant homogène, extrait par une méthode quelconque de séparation. Le carbone, par exemple, doit être mesuré sur la vitrinite pure séparée par voie physique. Cette remarque, de grande importance pour une bonne qualification des combustibles, nous conduit directement à considérer maintenant le charbon sous l'angle des constituants naturels très divers qui le composent.

◀ *Page ci-contre, en bas, évolution de la transparence des spores avec la diagenèse au cours du Paléozoïque supérieur : de gauche à droite,* Emphanisporites annulus *(McGregor, 1961 ; Dévonien, Canada) ;* Hymenozonotriletes inaequus *(McGregor, 1960 ; Dévonien, Canada) ;* Hamiapollenites bifurcatus *(Jansonius, 1962 ; Permien, Canada).*



Cours B. Alpern



Richard Colin

◀ *A gauche,* anthracite *de La Mure (lumière réfléchie, nicols croisés, G = 180)* [cours B. Alpern]. *A droite, spectre de diffraction du rayonnement des vitrinites et du graphite (a, les stades de houillification du charbon ; b, le graphite* [100 % C]*).*

▶ *Page ci-contre, les* macéraux des lignites : *1, textinite A (bois de Conifère) - lignite tendre - Miocène - Dellingen, Main; 2, eu-ulminite - lignite brillant - Oligocène - Peissenberg; 3, lévigélinite - lignite tendre - Miocène - Bas-Rhin; 4, porigélinite - lignite tendre - Miocène - Bas-Rhin; 5, porigélinite dans fusite - lignite tendre - Miocène - Bas-Rhin; 6, attrinite - lignite tendre - Miocène - Bas-Rhin; 7, densinite - lignite brillant - Oligocène - Manosque, Provence; 8, corpohuminite - lignite tendre - Miocène - Bornhausen, Harz; 9, phlobaphinite tabulaire typique - lignite tendre - Miocène - Bas-Rhin (B. Alpern, 1971).*

Les constituants microscopiques des charbons

Les constituants microscopiques des charbons sont théoriquement indépendants du mode d'observation choisi : réflectance, transparence ou fluorescence. En fait, cependant, chaque groupe relève de modes d'investigation préférentiels, et les constituants découverts le plus récemment ne sont visibles qu'en fluorescence. Cela démontre que, d'une certaine manière, le développement de la nomenclature a été, dans ce domaine comme dans beaucoup d'autres, conditionné par celui des méthodes physiques d'investigation, dans le cas présent surtout celui de l'optique : microscope biologique, microscope métallographique, microscope en fluorescence, microscope électronique, etc.

Avant d'aborder la partie descriptive proprement dite, quelques données concernant l'historique de la pétrographie des charbons doivent être présentées. La nomenclature des constituants des houilles a été longtemps caractérisée par la coexistence de nombreuses classifications locales plus ou moins équivalentes, dont aucune ne parvenait à s'imposer à toutes les autres. Dans cet ensemble, émergent quelques travaux dont la marque se retrouve encore dans la nomenclature actuelle.

Après Fayol (1887) en France, et Thiessen (1920) aux États-Unis, M.C. Stopes (1919-1935) crée les termes de vitrain, clarain, durain, fusain, et introduit le concept de macéral; elle publie la première Classification internationale (dite de Heerlen). Les auteurs décrivaient alors soit des constituants macroscopiques, soit des constituants microscopiques vus en transparence sur des lames amincies de charbon.

Postérieurement, les techniques par réflexion à sec ont été développées par Duparque (1933) en France, tandis qu'E. Stach (1931) utilisait le premier l'examen en immersion d'huile et que l'anglais Seyler liait réflectométrie et chimie (1938). En Russie, Jemchoujnikov, puis Ammosov suivaient des chemins parallèles mais aboutissaient à des nomenclatures génétiques très différentes actuellement développées par Timofeev et Bogoliubova.

En 1952, s'est créé, à Heerlen (Hollande), lors du Congrès international de géologie du Carbonifère, un Comité international de pétrographie des charbons, sous la présidence de R. Potonié, qui s'est fixé pour tâche la création d'une nomenclature internationale unifiée. Celle-ci, pratiquement achevée à l'heure actuelle, a fait l'objet d'une édition en 2 volumes par le C.N.R.S. et constitue la base de ce qui est présenté ci-dessous.

On a donné aux constituants élémentaires des houilles le nom de *macéraux*. Ce terme est la synthèse des termes macération et minéral. Normalement, la terminologie employée change du stade lignite au stade houille. Cependant, étant donné qu'il s'agit de lignes évolutives continues, nous avons choisi de les présenter par groupes naturels plutôt que par tranches successives de la diagenèse.

Les macéraux des lignites et des houilles sont généralement rassemblés en trois grands groupes en fonction de leurs propriétés optiques :

— le groupe de l'*huminite-vitrinite,* qui rassemble les produits ligno-cellulosiques gélifiés (tissus et gels);

— le groupe de l'*inertinite,* qui dérive des mêmes tissus originels mais par une voie au moins partiellement aérobie (fusinisation);

— le groupe de l'*exinite-liptinite,* qui rassemble des éléments assez disparates, comme les spores, les cuticules, les résines, les Algues, etc.

Si l'on examine la classification d'ensemble des macéraux des lignites et des houilles, on remarque :

— que le nombre des macéraux diminue pour le groupe huminite-vitrinite des lignites vers les houilles; il y a réduction par convergence et homogénéisation;

— que ce nombre diminue également pour le groupe de l'exinite, par absence de la subérinite et de la chlorophyllinite dans les houilles;

— que pour l'inertinite, au contraire, il y a augmentation significative d'un constituant : la micrinite, qui n'apparaît, par néoformation, qu'au stade des houilles.

Le groupe huminite-vitrinite

Ce groupe, le plus important, est composé de tissus gélifiés, de gels vrais et de mélanges (attritus) gélifiés très fins. Le caractère optique commun des macéraux constitutifs est la couleur grise en réflexion et rouge en transmission, ces teintes étant, bien entendu, variables avec la diagenèse.

Les tissus : série humotélinite-télinite

Si un tissu végétal ligno-cellulosique est rapidement protégé de l'oxydation aérienne et de l'attaque des Bactéries aérobies ainsi que des Champignons, il subit un phénomène dit de « gélification » au cours duquel les membranes secondaires sont partiellement décomposées avec, corrélativement, un gonflement des parois et une disparition progressive de la structure cellulaire. Si la structure est encore très proche de l'état initial, on est en présence de **textinite;** si, au contraire, la gélification est quasi totale et la structure non ou peu discernable, on a affaire à l'**ulminite.**

MACÉRAUX DES LIGNITES				MACÉRAUX DES HOUILLES		
SUBMACÉRAL	MACÉRAL	SOUS-GROUPE	GROUPE	GROUPE	MACÉRAL	SUBMACÉRAL
	TEXTINITE	HUMOTÉLINITE	HUMINITE	VITRINITE	TÉLINITE	Télinite 1 Télinite 2
Texto-ulminite Eu-ulminite	ULMINITE					
Porigélinite Levigélinite	GÉLINITE	HUMOCOLLINITE			COLLINITE	Télocollinite Desmocollinite
Phlobaphinite Pseudophlobaphinite	CORPOHUMINITE					Gélocollinite Corpocollinite
	ATTRINITE DENSINITE	HUMODÉTRINITE			VITRODÉTRINITE	
	SPORINITE CUTINITE SUBÉRINITE RÉSINITE ALGINITE LIPTODÉTRINITE CHLOROPHILLINITE (BITUMINITE)* (FLUORINITE)* (EXUDATINITE)*		LIPTINITE	EXINITE	SPORINITE CUTINITE RÉSINITE ALGINITE LIPTODÉTRINITE (BITUMINITE)* (FLUORINITE)* (EXUDATINITE)*	
	FUSINITE SEMI-FUSINITE MACRINITE SCLÉROTINITE INERTODÉTRINITE		INERTINITE	INERTINITE	FUSINITE SEMI-FUSINITE MACRINITE MICRINITE SCLÉROTINITE INERTODÉTRINITE	Pyrofusinite Dégradofusinite

*Terme en cours de discussion.

▶ *Tableau de la nomenclature des macéraux des lignites et des houilles (d'après* le Lexique international de pétrographie des charbons, *C.N.R.S.).*

De nombreuses transitions existent entre ces deux pôles. Si la diagenèse s'accroît et que le pouvoir réflecteur de la vitrinite dépasse 0,5 %, les tissus sont presque toujours partiellement gélifiés ; on est dans ce cas au stade de la **télinite**, qui ne se reconnaît bien que lorsque les cavités sont remplies de résinite plus sombre que les parois cellulaires. Au stade complet de gélification, toute structure botanique a disparu et il ne reste du crypto-tissu que son contour périphérique, prouvant qu'il s'agit bien d'un fragment autonome. On est alors au stade de la *télocollinite*, un des submacéraux de la collinite. En toute rigueur ce submacéral, qui est l'équivalent de l'ulminite, devrait être placé dans les tissus et non dans les gels.

Les gels : série humocollinite-collinite

Au stade lignite, les gels vrais qui constituent la **gélinite** sont d'abord poreux *(porigélinite)* puis lisses et compacts avec des fissures de retrait fréquentes *(lévigélinite)*. Au stade houille, les gels sont toujours compacts mais on distingue une sous-catégorie pure, la *gélocollinite*, et une sous-catégorie mixte, la *desmocollinite*, contenant de fines imprégnations submicroscopiques d'argile ou de résinite qui en baissent très légèrement le pouvoir réflecteur. C'est dans cette catégorie des gels impurs que se trouvent concentrés les oligo-éléments métalliques.

On peut également placer dans ce groupe des corps ronds ou ovales désignés par les termes : **corpohuminite** (macéral des lignites) et **corpocollinite** (submacéral des houilles).

Les attrituts mixtes : série humodétrinite-vitrodétrinite

Au stade lignite, ils commencent par être poreux et formés de microfragments de parois cellulaires enrobés ou imprégnés de gelée cellulosique : c'est l'**attrinite**. Ce même mélange après compaction donne la **densinite**.

Au stade houille, il n'y a pas de mixtes vrais de ce type ; le seul constituant dérivant probablement de la densinite est la *desmocollinite* (voir ci-dessus dans les gels).

Il existe d'autres mixtes dans les houilles, de même d'ailleurs que dans les lignites, mais ils sont plus grossiers et, comme leurs constituants élémentaires deviennent reconnaissables, on ne les considère plus comme des macéraux simples mais comme des mélanges vrais : les *microlithotypes* (par exemple, la *clarite*, la *durite*, etc.).

La **vitrodétrinite** au sens strict est constituée de particules broyées de vitrinite enrobées dans un ciment quelconque.

Le groupe de l'inertinite

Ce groupe comporte, comme le groupe précédent, surtout des tissus et des fragments de tissus plus ou moins finement broyés, mais ayant subi la fusinisation au lieu de la gélification.

Au stade initial de leur dépôt, ces particules ont été atteintes par l'oxygène de l'air, par des Bactéries aérobies et même des Champignons dont on retrouve d'ailleurs la trace dans les tissus, à l'état de *sclérotes* (formes de résistance). Le caractère optique commun des macéraux du groupe est la réflectance élevée en section polie et l'opacité en lame mince.

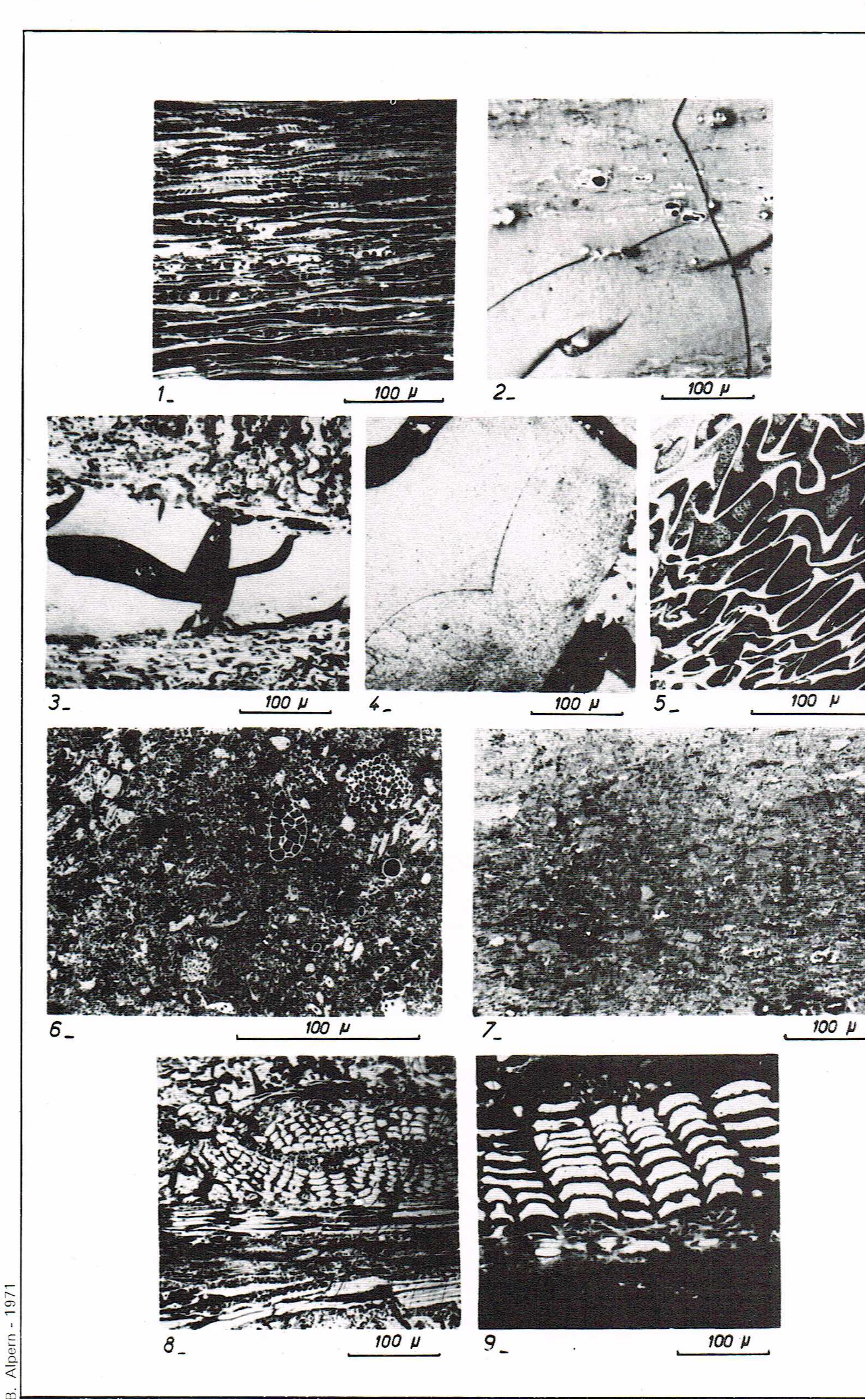
La **fusinite** est le macéral correspondant à un tissu à structure très conservée et très reconnaissable. Les parois sont fines, dures et cassantes, en relief sur la préparation et de forte réflectance. On pourrait comparer de tels fragments à du charbon de bois fossile. On suppose que la fusinite s'est formée au cours d'incendies de forêts *(pyrofusinite)* ou par décomposition principalement aérobie *(dégradofusinite)*.

La **semi-fusinite** correspond à un tissu dont la structure botanique est moins bien conservée que celle de la fusinite. La réflectance est plus basse, et les parois sont plus épaisses (gélification partielle). On peut d'ailleurs dans un même tissu trouver des transitions avec la dégradofusinite d'une part, et avec la télinite et même la télocollinite complètement gélifiée d'autre part.

L'**inertodétrinite** correspond à l'ensemble des particules fragmentées provenant de la destruction mécanique des tissus fusinisés et semi-fusinisés. On reconnaît encore, par la forme étoilée ou à trois branches, qu'il s'agit d'éléments de parois cellulaires.

La **macrinite** est un gel massif enrobant les autres macéraux, surtout les microspores ; le contour n'est plus discernable. La réflectance est élevée, contrairement à celle de la série gélifiée gélinite-gélocollinite, et atteint celle de la semi-fusinite ou de la fusinite.

La **sclérotinite** est formée soit de mycéliums tubulaires (hyphes) de Champignons, soit de formes de résistance, les *sclérotes*, caractérisés par une paroi généralement épaisse, de réflectance le plus souvent élevée, de couleur gris clair à blanc jaunâtre, entourant une cavité centrale mono- ou pluriloculaire. Certains auteurs, comme E. Stach, ont tenté une classification paléontologique, de type linnéen, de ces formes fossiles.





B. Alpern - 1971

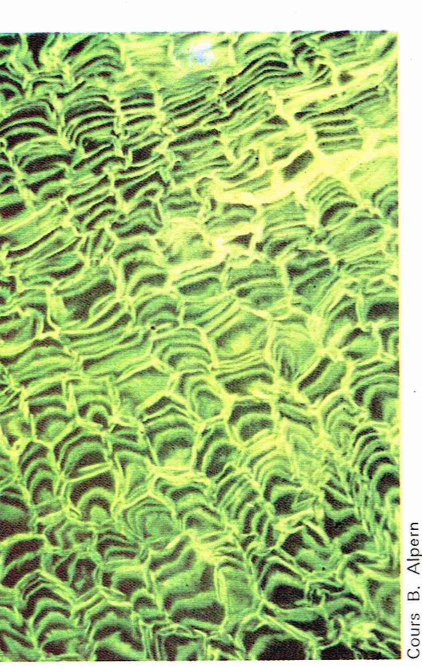
▲ Microspore *vue en fluorescence; lignite de Moscou (G = 480; in B. Alpern* et al., *1971).*

▶ *Page ci-contre, en haut, Algues et produits de décomposition du sapropèle (fluorescence, G = 350).*

▼ *Ci-dessous,* mégaspore *(fragment) vue en fluorescence; Decazeville (G = 480; cours B. Alpern).*
En bas, cuticule *vue en fluorescence (G = 350; cours B. Alpern).*



Cours B. Alpern



Cours B. Alpern

La **micrinite** est, comme son nom l'indique, formée de microgranules de l'ordre du micron de couleur blanche et dont l'origine a été longtemps controversée. On en trouve dans les parois de certains tissus gélifiés ou en remplissage de cavités ou encore sur des globules résineux. On savait depuis longtemps que ce macéral était particulièrement abondant dans les cannel-coals et les bogheads; en outre il est frappant de constater qu'il ne se rencontre qu'à partir d'un certain stade d'évolution : en effet il n'est pas visible dans les lignites. Une observation très récente (M. Teichmüller, 1974) a permis d'établir la liaison très fréquente de la micrinite avec les macéraux fluorescents de la liptinite et en particulier avec un nouveau macéral, la bituminite. L'évolution de la bituminite donnerait d'une part des hydrocarbures fluorescents de type pétrolier, et d'autre part un résidu granulaire : la micrinite, ce qui expliquerait à la fois sa localisation et son apparition au cours de la diagenèse.

Le groupe de l'exinite-liptinite

Ce groupe comprend un ensemble d'organes ou d'organismes figurés caractérisés par un bas pouvoir réflecteur, d'où une couleur noir rougeâtre à gris foncé en lumière réfléchie et jaune en lumière transmise.

La **sporinite** est formée par l'ensemble des parois (exines) des microspores et des mégaspores. Il s'agissait en fait à l'origine de cellules dont par la suite tout le contenu protoplasmique interne a été détruit. Il ne reste dans les charbons que leur membrane aplatie, la cavité centrale étant, en section transversale, réduite à une simple ligne. Ces cellules avaient pour fonction la reproduction de l'espèce, les organes mâles étant, au Carbonifère, les microspores (de 10 à 15 μ environ), et les organes femelles, les mégaspores (de 200 μ à plusieurs mm), cette hétérosporie n'étant d'ailleurs apparue qu'à la fin du Dévonien. Les exines de spores sont lisses ou ornementées; elles sont destinées à protéger la cellule en attendant les conditions favorables de germination et possèdent, de ce fait, des propriétés extraordinaires de résistance à la destruction.

Ainsi, les palynologistes qui les concentrent par macération pour en faire l'étude paléontologique les extraient de la houille après dissolution du ciment vitrinitique qui les enrobe, par une attaque au mélange chlorate de potassium — acide nitrique concentré. Pour éliminer la phase argileuse et les silicates éventuellement présents on utilise l'acide fluorhydrique, parfois jusqu'à ébullition. Les exines de spores (au stade houille) résistent à tous ces traitements extrêmement énergiques; seul leur spectre de fluorescence est légèrement modifié.

Vues en plan, à l'état isolé dans les préparations palynologiques, les spores sont généralement rondes; leur couleur, d'abord jaune clair au Tertiaire, devient rougeâtre puis brunâtre au Paléozoïque; enfin, elles deviennent opaques à un certain stade de la diagenèse. La fluorescence évolue parallèlement du jaune-vert vif au brun foncé.

La germination de la spore se faisait par ouverture d'une fente germinale de forme triradiée : groupe des *spores « Trilètes »*, ou d'allure rectiligne : groupe des *spores « Monolètes »*. En section polie transversale, les caractères de la fente germinale ne sont généralement pas visibles. Les spores, plus ou moins abondantes selon les charbons, caractérisent surtout les houilles peu évoluées (flambantes et à gaz); on les trouve concentrées dans les lits de « clarite », où elles sont cimentées par la vitrinite, et dans les lits de « durite », où elles sont associées à l'inertinite. Dans certains cas, elles sont extrêmement abondantes; par exemple, il a été possible d'en extraire 30 millions par gramme de charbon lorrain. De ce fait elles constituent un outil paléontologique particulièrement précieux, tant pour les zonations biostratigraphiques que pour les corrélations de couches.

Le **cutinite** correspond à la couche cutinisée, ou cuticule, qui se trouve à la surface supérieure des feuilles ou à la périphérie de certains tissus ligno-cellulosiques. C'est une membrane protectrice, élastique, imperméable, très résistante à la destruction. Elle moule les tissus sous-jacents qu'elle protège et, de ce fait, en révèle souvent la forme en section plane. En section transverse, elle est surtout reconnaissable par la longueur de ses membranes et par l'indentation caractéristique de sa surface interne. En lumière réfléchie, la teinte est noire; par transparence, la couleur est rougeâtre; la fluorescence varie du jaune intense au brun selon le degré de diagenèse.

Certains tissus gélifiés sont reconnaissables par leurs cavités remplies d'une substance gris foncé à noire, de fluorescence jaune à brune d'intensité variable : c'est la **résinite.** La résinite se présente également en imprégnations diffuses dans la collinite. Certains globules résineux isolés présentent une modification périphérique caractéristique de leur réflectance et de leur fluorescence due à l'oxydation. Sur d'autres, on note parfois la présence de vacuoles de dévolatilisation par distillation thermique.

Ce n'est que très récemment que les inclusions huileuses ou cireuses de certaines Coniférales, de fluorescence beaucoup plus vive que celle de la résinite, ont été appelées « **fluorinites** » (M. Teichmüller, 1974). Ce terme n'est pas encore intégré officiellement dans le Lexique international de pétrographie des charbons.

L'**alginite** comprend un groupe particulièrement important : il correspond à l'ensemble des Algues fossiles que l'on retrouve en abondance dans les roches sapropéliques, surtout les bogheads, et dans les schistes bitumineux. Dans les charbons du Permien, les Algues sont surtout représentées par les *Botryococcus,* souvent décrits dans la littérature (Bertrand et Renault) sous les noms de « Pila » (Autun) et « Reinschia » (Australie). Les faciès sont variables mais l'aspect le plus fréquent est celui d'un faisceau divergent de canaux sécréteurs d'huile (en forme de chou-fleur ou de bouquet rayonné).

Les mêmes Algues ont été retrouvées dans les lacs actuels près de Stettin (Pologne) et ont été décrites sous le nom de *Botryococcus brauni ;* elles font partie des Volvocacées.

En section polie et vues en lumière normale, les Algues sont noires et peuvent parfois être confondues avec de la matière argileuse. Par transparence, elles sont jaunes à brunâtres, mais c'est en fluorescence qu'elles sont le plus reconnaissables par leurs teintes jaune-vert intenses (au stade lignite tendre) à brun rougeâtre (au stade houille). Ces Algues sont souvent accompagnées de leurs produits de dégradation, sapropèle ou saprocolle, surtout dans les schistes bitumineux et les roches mères de pétrole, mais on ne peut les observer qu'avec des objectifs à sec, l'huile d'immersion ayant tendance à dissoudre les hydrocarbures formés.

La **liptodétrinite** comprend l'ensemble des micro-débris de liptinite dont l'attribution précise à un macéral du groupe est devenue impossible du fait de la fragmentation poussée.

Les nouveaux macéraux du groupe de la liptinite

La mise en œuvre systématique des examens en fluorescence a permis à l'école de Krefeld (Mme Teichmüller), en Allemagne occidentale, de mettre en évidence de nouveaux constituants sur lesquels le Comité international de Pétrographie des Charbons n'a pas encore eu le temps de se prononcer, mais qu'il est intéressant de signaler compte tenu de leurs répercussions sur la genèse des pétroles. Ces nouveaux constituants sont la bituminite, l'exudatinite et la fluorinite.

La **bituminite** correspond à des constituants qui, antérieurement, étaient confondus soit avec de la matière minérale argileuse, soit avec la liptodétrinite. Sa fluorescence, seul moyen de reconnaissance, est plus faible que celle de la liptinite : la bituminite est amorphe et forme le ciment, très foncé en réflexion (entre la sporinite et la vitrinite), de constituants divers, notamment, la micrinite avec laquelle la bituminite serait génétiquement liée. La bituminite est fréquente dans les cannel-coals, les bogheads, les schistes bitumineux et les roches mères de pétrole.

L'**exudatinite** est, comme son nom l'indique, un constituant formé par des hydrocarbures migrés remplissant des microfissures et provenant de masses de bituminite. Sa fluorescence est un peu moins brune et un peu plus intense que celle de la bituminite.

La **fluorinite** est constituée de remplissages cellulaires huileux de fluorescence très vive.

Ces trois constituants montrent l'existence dans les charbons de véritables hydrocarbures dont certains sont capables de se déplacer, sans que pour autant le charbon puisse être considéré comme une véritable roche mère de pétrole du fait des faibles quantités formées, de l'absence de microporosité et de l'impossibilité d'une migration vraie. Cependant, le processus de formation des hydrocarbures est bien le même que dans les bassins sédimentaires pétroliers ; la preuve en est faite, ne serait-ce que par le gaz de la mer du Nord émis par les bassins houillers sous-jacents.

Les autres constituants microscopiques des houilles ; leur liaison avec l'aspect macroscopique

Le concept de macéral ne recouvre pas toute la réalité de la structure microscopique des houilles. En effet, les macéraux sont groupés selon des associations préférentielles aboutissant à la formation de certains lits particuliers : les *lithotypes.*

Ces lits sont caractérisés par un aspect reconnaissable à l'œil nu. On peut distinguer ainsi en observant un charbon humique ayant déjà atteint un certain stade d'évolution :

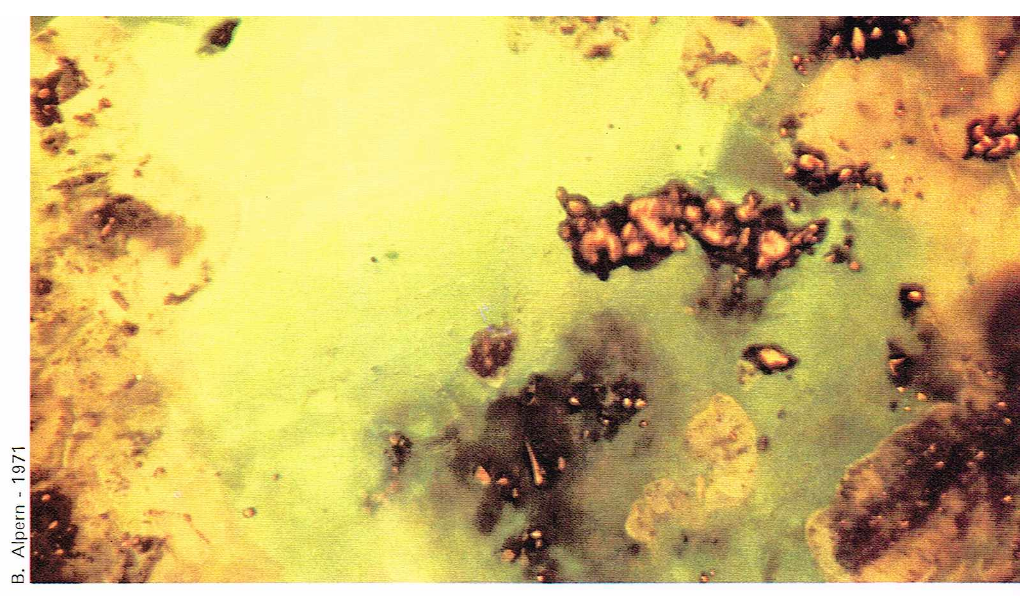
— des lits vitreux, brillants, comportant une fissuration orthogonale favorisant le bris en grains anguleux. Ce sont les lits de *vitrain ;*

— des lits semi-brillants, moins vitreux, moins fissurés, formant le *clarain ;*

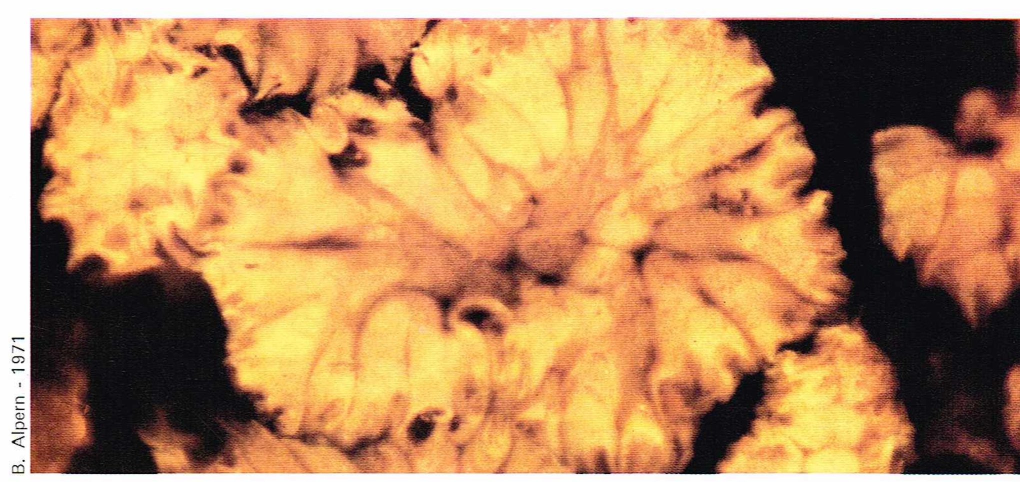
— des lits mats, ternes, compacts, formant le *durain ;*

— des lits pulvérulents, ternes ou d'aspect soyeux, tachant les doigts et formant le *fusain.*

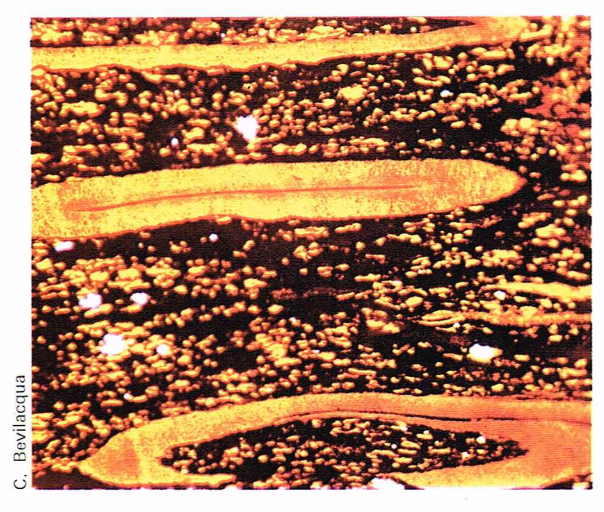
Observé au microscope, chacun de ces lits présente une constitution spécifique, et ces associations préférentielles ont reçu le nom de *microlithotypes.*



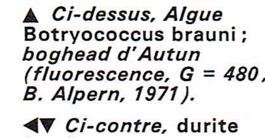
B. Alpern - 1971



B. Alpern - 1971

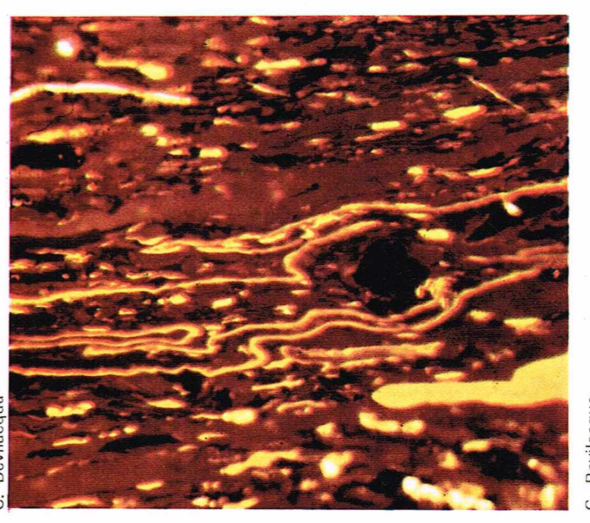


C. Bevilacqua



▲ *Ci-dessus, Algue* **Botryococcus brauni ;** *boghead d'Autun (fluorescence, G = 480 ; B. Alpern, 1971).*

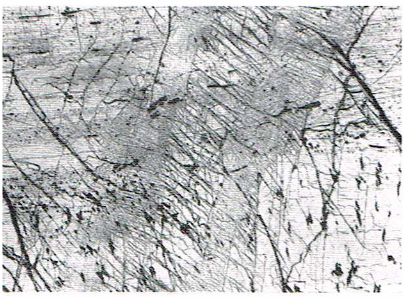
◀▼ *Ci-contre,* **durite** *à mégaspores et microspores dans un ciment opaque d'inertinite (G = 150) ; en bas, à gauche,* **duro-clarite** *à microspores et cuticules (jaune) dans un ciment de vitrinite (rouge) [G = 120] ; ci-dessous,* **duro-clarite** *à microspores (jaune) et inertodétrinite (opaque) coupée par un lit de fusinite (noire). Yorkshire, lames minces en lumière transmise (G = 120).*



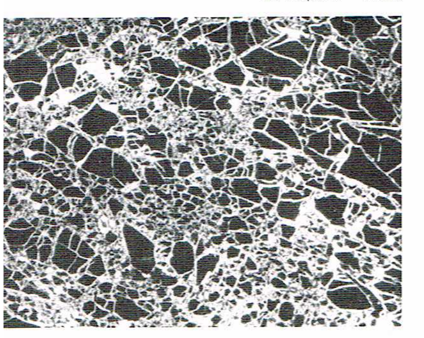
C. Bevilacqua



C. Bevilacqua



B. Alpern - 1969



▲ *Fissuration d'un charbon du Nord-Pas-de-Calais, vue en lumière réfléchie fond clair en haut, fond noir en bas (B. Alpern, 1969).*

▼ *Inclusions d'argile (noire) et de pyrite (granules blancs) dans de la vitrinite (grise). Lumière réfléchie, immersion d'huile, G = 350 (cours B. Alpern).*



Cours B. Alpern

Les principaux microlithotypes, au stade houille, sont les suivants :

— la *vitrite,* formée de vitrinite ;
— la *clarite,* formée de vitrinite et d'exinite ;
— la *durite,* formée d'exinite et d'inertinite ;
— la *fusite,* formée de fusinite, de semi-fusinite et de sclérotinite.

On remarquera ainsi que :

— les macéraux prennent la terminaison *-inite,*
— les microlithotypes la terminaison *-ite,*
— les lithotypes la terminaison *-ain.*

Les microlithotypes ont une largeur minimale de 50 μ et peuvent comporter au maximum 5 % de macéraux étrangers à leur formule théorique.

Conséquences pratiques de la constitution des houilles

Il y a un lien important entre la structure microscopique des houilles et certaines propriétés physiques et chimiques.

Aptitude au broyage et aux dégagements instantanés

Le broyage est facilité par la présence de vitrinite du fait de la fissuration préexistante de ce constituant. On compte une moyenne normale de 10 à 12 fissures par centimètre linéaire. Lorsque ce nombre est plus élevé, il s'agit d'une fissuration d'origine tectonique. On peut alors atteindre des fissurations de plusieurs centaines de fissures par centimètre. Dans un tel cas, lorsque la couche contient encore du gaz (CH_4 et/ou CO_2), la veine présente une particularité dangereuse dite « aptitude aux dégagements instantanés ». Lorsque le mineur débouche pour la première fois dans une veine naturellement prébroyée et riche en gaz, celle-ci explose littéralement en dégageant avec violence un mélange de fine poussière de charbon, la « folle farine », et de grisou ou de gaz carbonique. Ce mélange peut remplir les galeries sur des distances importantes et asphyxier les mineurs qui s'y trouvent.

Les auteurs russes ont classé les couches en fonction de cette aptitude et créé des classes de fissuration en fonction du nombre de fissures par centimètre (Ammosov) :

	Fissures/cm	*Maille*
Classe 1 :	6,25	1,6 mm
Classe 2 :	20	0,5 mm
Classe 3 :	71	0,14 mm
Classe 4 :	200	0,05 mm
Classe 5 :	1 225	0,008 mm

L'exinite, lorsqu'elle est abondante dans les clarites et les durites, constitue un obstacle à la propagation des fissures du fait de son élasticité et de sa résistance mécanique. Dans ce cas, la fissuration est beaucoup moins fréquente, l'aptitude à la microfragmentation diminue et les frais de broyage augmentent corrélativement d'une manière sensible lors de la préparation mécanique.

Les lentilles de fusain, lorsqu'elles ne sont pas minéralisées (ce qui les rend très dures), sont facilement pulvérulentes et augmentent l'aptitude au broyage et à la formation de fines poussières. Lorsque le fusain est minéralisé, il devient au contraire mécaniquement résistant.

D'une manière générale, les charbons sapropéliques sont beaucoup moins fissurés que les charbons humiques du fait de leur richesse en exinite et de leur pauvreté en vitrinite.

Aptitude au gonflement et à la cokéfaction

Les macéraux ont des propriétés physiques et chimiques, donc cokéfiantes, extrêmement différentes. Ainsi, la teneur en matières volatiles, en hydrogène, la densité et le gonflement varient d'un groupe de macéraux à l'autre. A titre d'exemple, dans le cas de charbons lorrains flambants secs à gras B, on a obtenu les chiffres suivants :

	Matières volatiles %	*Densité*	*Hydrogène* %
Vitrinite	32-35	1,25-1,30	5,5-6
Exinite	75-85	1,05-1,10	8-9
Inertinite	8-12	1,40-1,50	3,5-4

En se fondant sur les différences de densité, on peut préparer des concentrés pétrographiques à peu près purs.

Il ressort des chiffres obtenus à partir de nombreux essais de ce type (travaux de l'école d'Aix-la-Chapelle, C. Kröger) que :

— l'*exinite* est le groupe de macéraux le plus léger, le moins broyable, le plus riche en goudrons, en matières volatiles ainsi qu'en hydrogène, et le plus fluide ;

— l'*inertinite* est le groupe de macéraux le plus dense, le plus pauvre en matières volatiles, le moins fusible et le moins gonflant. Les propriétés cokéfiantes sont, de ce fait, pratiquement nulles (d'où le nom inertinite), et le rôle anticokéfiant (on dit « amaigrissant ») est d'autant plus accusé que la teneur et surtout la granulométrie de l'inertinite (principalement fusinite et semi-fusinite) sont plus élevées ;

— la *vitrinite* est un groupe de macéraux de densité et de teneur en matières volatiles intermédiaires. Du point de vue de la cokéfaction, c'est le groupe le plus gonflant et le plus agglutinant dans la catégorie des charbons gras ; l'exinite est plus fluide mais moins agglutinante.

La structure des cokes correspondants est le reflet de ces propriétés ; le coke a des cavités d'autant plus grandes et plus ouvertes que la teneur en vitrinite et en exinite est plus élevée. Cette structure particulière correspond à un fort dégagement de gaz (matière volatile) pendant la zone de fusion ou « phase plastique ». La fusion ne suffit pas à provoquer le gonflement si la matière fondue est trop fluide et trop peu agglutinante, les gaz s'échappant alors sans entraîner de gonflement.

Conséquences sur la classification chimique des charbons

Il ressort des chiffres donnés précédemment que les résultats de l'analyse élémentaire d'un charbon sont le reflet non seulement de l'évolution, mais aussi de la constitution pétrographique. Ainsi, pour un même degré d'évolution, un charbon flambant de réflectance 0,75 par exemple, la teneur en matières volatiles, qui est de 40 % environ pour un charbon européen moyen à vitrinite dominante, peut descendre à 25 % environ pour un charbon gondwanien de même rang mais à inertinite dominante. La relation réflectance/matières volatiles n'est donc pas universelle lorsqu'il s'agit de charbons globaux ; elle ne l'est que lorsqu'il s'agit *des matières volatiles de la vitrinite prise isolément,* les propriétés établies dans ce cas devenant indépendantes du faciès et de la constitution pétrographique.

Par ailleurs, enfin, le principal résultat de l'hétérogénéité et de la variabilité de constitution pétrographique est qu'il est impossible de classer chimiquement un charbon complexe par un seul indice, par exemple, la teneur en carbone ou en matières volatiles. En effet, il est impossible de résoudre à la fois deux questions, celle du faciès et celle du rang, avec une seule équation.

La constitution moyenne des charbons européens ou nord-américains est de type : vitrinite = 80 ± 10, exinite = 10 ± 5, inertinite = 10 ± 5. Dans les provinces de Gondwana (Brésil, Madagascar, Inde, etc.) les proportions peuvent être très différentes, la vitrinite diminuant au profit de l'inertinite, laquelle peut devenir alors le constituant dominant, par exemple : vitrinite = 40 ± 5, exinite = 10 ± 5, inertinite = 50 ± 10. Dans certains cas, l'inertinite peut même atteindre 90 % ; reportées sur un diagramme triangulaire, les provinces paléogéographiques s'individualisent bien.

Si le problème du faciès a été longtemps oublié au XIXᵉ siècle, c'est que l'industrie charbonnière avait un *caractère régional marqué,* les usines se développant autour et sur des bassins miniers de constitution pétrographique à peu près constante. A l'heure actuelle, les usines sidérurgiques se développent dans les ports et consomment des charbons de toutes provenances, donc de constitution pétrographique variable. Le problème du faciès se retrouve posé et, pour le résoudre, des laboratoires de pétrographie ont été adjoints à toutes les unités sidérurgiques portuaires basées sur l'importation.

Les inclusions minérales dans les charbons

Les minéraux inclus dans le charbon peuvent s'y être déposés au cours de l'accumulation de la masse végétale pendant la constitution de la future veine (minéraux syngénétiques) ou en remplissages postérieurs des fractures (minéraux épigénétiques ou secondaires). Il faut, en outre, mentionner les cendres végétales intrinsèques et les éléments rares, ou oligo-éléments, qui peuvent se concentrer par adsorption physico-chimique

dans la masse du charbon au cours des premières phases de la diagenèse, lorsque les surfaces internes de celui-ci sont encore chimiquement actives (cas de l'uranium).

Cela étant précisé, les inclusions minérales dans les charbons sont extrêmement diverses. Les plus fréquentes sont :

— les *argiles,* le plus souvent interstratifiées dans la collinite ou autour des spores dans la durite, ou encore autour des Algues dans les bogheads ;

— la *pyrite* en microgranules, en sphères ou en remplissages de fissures ;

— les *carbonates,* fréquemment en filonnets ou en inclusions dans les cavités cellulaires (sidérite, calcite).

La formation des tourbières et des bassins houillers

Après avoir examiné les aspects physico-chimiques et diagénétiques de la formation de la houille, nous allons traiter maintenant de la formation des bassins houillers du point de vue géologique. Nous décrirons sommairement les divers types de tourbières, puis nous examinerons les divers types de bassins qui résultent de leur évolution : de plate-forme, de fosse géosynclinale, limnique ou paralique, et leur *mode d'enfoncement,* ou *subsidence,* celle-ci étant marquée par un certain nombre de séquences caractéristiques ou *cyclothèmes.*

Rappelons que le charbon est une roche sédimentaire qui s'est formée dans des conditions particulières mais *toujours en surface et sous une faible couverture d'eau.* Il nous faudra expliquer comment un bassin peut comporter un grand nombre de veines sur une même verticale, parfois très en profondeur alors qu'elles se sont formées toutes très superficiellement. Ajoutons enfin que l'étage Carbonifère, malgré son nom, n'a pas l'exclusivité de la formation de la houille ; bien au contraire, c'est dans les couches du Tertiaire que l'on trouve le maximum de gisements de charbon.

Formation des tourbières

Les tourbières se forment *in situ,* en présence d'eau, et dans des conditions telles que la croissance des plantes dans la partie supérieure est plus rapide que la décomposition des fragments végétaux dans la partie inférieure. Croissance végétale et décomposition microbienne sont gouvernées par les mêmes facteurs, la chaleur et l'humidité ; cependant, si les Bactéries n'ont pas besoin de lumière pour se développer, par contre, elles sont plus affectées que les végétaux par les baisses de température de telle sorte que c'est dans les zones les plus froides de la Terre que la croissance végétale l'emporte sur l'activité bactérienne et que la tourbe se forme le mieux (au-delà du 45ᵉ parallèle au nord ou au sud).

Sous les tropiques (Afrique tropicale, Bornéo, Sumatra), la croissance végétale peut cependant également l'emporter sur l'activité bactérienne, celle-ci étant fortement réduite par la formation massive de produits toxiques. D'une manière générale, l'activité bactérienne est elle-même productrice de déchets toxiques qui viennent la contrarier et finalement l'arrêter.

Fraser, en 1943, a énuméré les facteurs qui gouvernent la formation des tourbières :

— l'*humidité :* c'est l'excès d'eau qui abaisse l'activité bactérienne à un niveau minimal, par expulsion de l'air tandis que les plantes aquatiques se développent. Les variations du niveau aqueux sont suffisantes pour permettre une aération partielle, celle-ci étant insuffisante, toutefois, pour permettre une décomposition complète de la matière végétale ;

— la *température :* les basses températures, les zones nuageuses et pluvieuses avantagent la formation végétale au détriment de l'activité bactérienne et permettent la formation de tourbières sur la côte atlantique de l'Europe ;

— les *apports nutritifs :* les Bactéries ont besoin de sels nutritifs (phosphates, potasse, calcium) comme les plantes, mais les matières organiques elles-mêmes sont une nourriture essentielle des Bactéries ;

— l'*acidité :* c'est l'absence ou la présence de carbonate de calcium qui détermine le caractère acide ou basique de la tourbière. Des taux élevés d'acidité ou de basicité contrarient l'activité bactérienne, qui se développe surtout dans la zone de neutralité du pH. Les Champignons ont besoin, de leur côté, de conditions légèrement acides ; cependant d'une manière générale, une forte acidité des sols diminue le taux de décomposition végétale.

COMPOSITION ÉLÉMENTAIRE DE TOURBES SÈCHES SANS CENDRES d'après Hausding (1921) in Francis (1961)				
TOURBE DE :	CARBONE	HYDROGÈNE	AZOTE	OXYGÈNE
Labian	51,13	6,05	1,83	40,99
Kurisch Haff :				
0 – 60 cm	55,52	5,7	1,49	37,29
60 – 120 cm	55,29	5,6	1,92	37,19
120 – 180 cm	55,02	5,6	1,52	37,85
Waldan	57,15	5,94	3,59	33,32
Wolla	58,48	5,64	2,34	33,54

▲ ***Tableau de la composition élémentaire de tourbes sèches sans cendres (d'après Francis, 1961).***

D'après Nissenbaum et Kaplan (1972), on assiste dans les sols aux étapes suivantes :

— dégradation du matériel cellulaire ;

— formation de complexes hydrosolubles contenant des amino-acides et des carbohydrates ;

— formation d'acides fulviques (solubles dans les acides et les alcalis) ;

— formation d'acides humiques (solubles dans les alcalis, insolubles dans les acides) ;

— formation d'humines ou ulmines (insolubles dans les alcalis et les acides) ;

— formation de kérogène.

L'activité enzymatique est inhibée par les acides fulviques et surtout humiques qui protègent la matière organique d'une dégradation trop poussée (Welte, 1973).

Les types de tourbières

On distingue divers types de tourbières selon leur localisation géographique péri- ou intracontinentale ou selon leur constitution végétale, herbacée ou arborescente.

D'après la localisation géographique, on distingue :

● les *tourbières paraliques,* caractérisées par une communication avec la mer et se trouvant donc dans d'anciennes lagunes en voie de dessalure. Elles correspondent à ce qui deviendra par évolution les bassins houillers paraliques, comme le bassin franco-belge ou celui du Donetz (U.R.S.S.), caractérisés par des intercalations à faune marine marquant l'invasion épisodique de la mer dans la lagune ;

● les *tourbières limniques,* qui se forment à l'intérieur des terres sur des plateaux ou dans des vallées. Elles correspondent à ce qui deviendra par évolution les bassins houillers limniques, avec flore continentale et faune lacustre, du type de ceux du Massif central français.

D'après la constitution botanique, on distingue :

● les *tourbières de forêt,* ou *tourbières ligneuses,* composées surtout de débris d'arbres, de fragments de troncs et de branches, s'accumulant sur un sol humide avec des eaux généralement toxiques. La tourbe de ce type est fibreuse, non plastique, irrégulière, avec des éléments montrant une structure botanique à peine altérée. Découpée et séchée, elle ne présente qu'une faible contraction ;

● les *tourbières herbacées ;* on les rencontre surtout dans les prairies humides des pays tempérés ou des régions boréales. On distingue deux types :

— les *tourbières de plateau* ou *de montagne* (le *hochmoor* de H. Potonié, le *highmoor* de Fraser) non submersibles et constituées surtout de sphaignes et de plantes herbacées *(Eriophorum, Phragmites),* hydratées seulement par les eaux de pluie pauvres en calcium et de forte acidité ;

▶ *A gauche, exemple de tourbière montagneuse, près du Passo del Tonale. A droite, lac d'Okefenokee, Géorgie (U. S. A.). La matière végétale détritique est préservée de l'oxydation par une couche d'eau stagnante qui permettra une décomposition biochimique bactérienne. Un milieu sédimentaire analogue est à la base de la formation de la majeure partie des dépôts houillers.*


M. Pedone


S.E.F.

▶ *Page ci-contre dans la marge : en haut, colonne stratigraphique théorique d'un cyclothème à une seule couche de charbon (d'après Wleman et Payne) ; en bas, représentation d'une série de cyclothèmes superposés, l'échelle verticale est exagérée comparativement à l'échelle horizontale. Noter la configuration des couches d'arénites due à l'érosion des dépôts de base par des chenaux fluviatiles (d'après Wanless).*

▶ *Page ci-contre, en bas à gauche : série de coupes montrant (de haut en bas) l'évolution au cours du temps d'un bassin lacustre en graben (fosse tectonique) et l'accumulation dans ce fossé de sédiments tourbeux se transformant en houille. En jaune, dépôts marins ; en vert, dépôts lagunaires et palustres ; en violet, dépôts lacustres ; en marron, charbon ; en vert ocre, socle plissé (d'après Falini).*

— les *tourbières de vallée* ou *de côtes basses* (le *flachmoor* de H. Potonié, le *lowmoor* de Fraser) le plus souvent submergées, composées surtout de roseaux et que l'on divise en calciques (eutrophiques) et acides (oligotrophiques) ;

● les *tourbières mixtes : herbacées et ligneuses ;* elles comportent à la fois une zone à végétation herbacée en partie submergée et des zones boisées émergées avec, notamment, des saules, des aulnes et parfois des bouleaux. L'exemple le plus classique est le Kurisch Haff décrit par H. Potonié sur la côte baltique de l'Allemagne. Aux États-Unis, les tourbières de la côte orientale ou Dismal Swamp ont également fait l'objet de nombreuses études et descriptions. Ce marécage, de 60 km sur 40 km, comporte un lac en son centre ; il est formé surtout d'espèces arborescentes, comme le cyprès chauve *(Taxodium distichum)*, le cornouiller *(Nyssa sylvatica)* et le *Juniperus*. *Taxodium* et *Nyssa* vivent dans les parties constamment immergées grâce aux dispositifs d'aération (pneumatophores) de leurs rhizomes. L'épaisseur de tourbe varie de 0,30 à 6 m (672 millions de tonnes). D'autres marais sont également très bien connus sur la côte atlantique des États-Unis : citons l'Okefenokee (Géorgie) et surtout les Everglades de Floride, dont la surface atteint environ 20 000 km^2.

La tourbe

La vitesse d'accumulation de la tourbe est très variable : 3 cm par an environ en surface, et seulement 10 cm par siècle à 8 m de profondeur. On peut admettre en moyenne 30 cm en 75 ans à 8 m de profondeur avec environ 45 % d'eau. En surface, la tourbe est brun clair ou jaunâtre avec des débris ligneux encore intacts ; ensuite, elle devient brune avec de la matière humique mélangée aux débris végétaux ; en profondeur, enfin, la tourbe est noire, plus compacte et souvent stratifiée.

Rappelons que, du fait qu'elle précède les autres sédiments charbonneux dans l'évolution diagénétique, la tourbe est le combustible le moins riche en carbone (60 %) mais le plus riche en eau (jusqu'à 80 %), le plus poreux et le plus riche en oxygène. Par rapport au poids frais, le poids sec d'une plante herbacée représente 10 % et celui d'une plante ligneuse 50 % (dont 10 % de cendres).

Dans une étude publiée en 1968 par M[me] Teichmüller et consacrée à une tourbière de Macédoine (Philippi), le passage tourbe-lignite est décrit. La superficie est de 55 km^2 ; l'horizon est à la limite Holocène-Pléistocène (datation C^{14} et palynologique), et l'épaisseur de tourbe est de 200 m.

Les propriétés sont les suivantes :

H_2O	69 à 89 %
cendres	3,9 % (bois)
	54,6 % (gyttja argileux)
matières volatiles	60 à 66 %
carbone	55 à 61 %
hydrogène	4,8 à 55,6 %
pouvoir calorifique	5 410 à 5 475 cal/g
réflectance	0,14 à 0,23 %.

En surface, il y a une zone « torfogène » de 5 m d'épaisseur ; c'est là que l'on observe la réflectance la plus basse et la fluorescence la plus élevée.

Cependant, le meilleur paramètre de classement diagénétique est la teneur en eau qui baisse de 89 % à 69 % en 200 m, soit de 10 % par 100 m, contre 3 à 4 % dans le bassin de Cologne. La limite tourbe-lignite tendre pourrait être située à 75 % d'eau.

La dopplérite

La dopplérite est une substance ayant l'aspect d'un gel. Elle a été découverte en 1849 par Doppler, dans les dépôts tourbeux de Bad Aussee (Autriche), environ 2 m au-dessous de la surface du marais. Cette substance perd 75 % d'eau par dessiccation et se transforme en une substance solide noire à fracture conchoïdale. Ce produit, insoluble dans l'eau, l'alcool et l'éther, contient de l'azote, est soluble dans les alcalis et par conséquent analogue aux substances humiques (acides). La composition moyenne de ces produits, dopplérite incluse, est la suivante :

$$C = 56{,}5\ \%,\ H = 5{,}5\ \%,\ O = 36\ \%,\ N = 2\ \%.$$

La formation des bassins houillers

Les divers types de bassins que l'on décrit dans la littérature classique se distinguent surtout par leurs conditions de sédimentation et par la manière dont leur fond s'effondre sous le poids des sédiments, ce phénomène ayant reçu le nom de subsidence (P. Pruvost, 1930).

La sédimentation houillère

Dans un bassin houiller, on trouve en alternance trois grands types de dépôts : charbons, schistes et grès (plus rarement des calcaires), ainsi que tous leurs degrés de transition : charbons schisteux, schistes charbonneux, schistes gréseux, grès schisteux, grès grossiers passant éventuellement aux conglomérats, brèches et poudingues. Cet ensemble représente une sédimentation détritique très active, de type « mollasse » et de nature essentiellement continentale (Bouroz, 1970). Suivant la position de l'aire de sédimentation par rapport au rivage marin, on distingue les bassins limniques (internes) ou paraliques (de bordure).

Dans tous les cas, les niveaux houillers, qui peuvent être d'épaisseur très variable, allant du centimètre à la centaine de mètres, sont situés entre un niveau de base, ou « mur », et un niveau supérieur, ou « toit ». Le toit est formé, le plus souvent, de schistes fins comportant de nombreux débris de plantes. Le mur, au contraire, est irrégulier, peu stratifié, souvent gréseux, perforé de nombreuses racines ou radicelles : les *stigmaria* (rhizomes de Lépidophytes), qui témoignent du fait qu'il est un véritable *paléosol de végétation,* trace de l'existence d'une forêt houillère vivante et partiellement immergée sous une lame d'eau d'épaisseur variable, probablement de l'ordre de quelques décimètres. Dans de nombreux bassins européens, on peut trouver des centaines de sols de végétation se répétant sur des séries de sédiments de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur. Il a donc existé un mécanisme d'enfoncement des plates-formes houillères qui a permis, dans un bassin à niveau d'eau toujours faible, l'accumulation des sédiments sur des milliers de mètres.

Ce mécanisme est la *subsidence*. Celle-ci, quelle qu'ait été sa vitesse, était constamment compensée par l'apport phytogène au moment de la formation des couches.

L'interruption du dépôt charbonneux par un apport stérile formant le toit est soit graduelle, avec parfois des récurrences d'apports végétaux dans le cas des faux-toits de schistes charbonneux, soit brutale, par arrivée d'un sédiment grossier, grès ou poudingue, capable de raviner le sommet du dépôt organique. Cependant, dans la majeure partie des cas, le toit est schisteux et remarquable par l'*absence totale de radicelles*. C'est la preuve que la hauteur d'eau était suffisante pour que les végétaux ne pussent s'y développer.

Tout démontre que la vitesse de subsidence a été variable : rapide, régulière et de grande extension avec, par exemple, présence d'un niveau marin ou, au contraire, lente avec retour en arrière et balancement entre les dépôts inorganiques puis organiques. En fait, on peut définir une *vitesse critique de subsidence* (A. Bouroz, 1958) à laquelle le dépôt torfogène augmente d'une quantité égale à l'enfoncement de l'aire de dépôt. Au-dessous de cette vitesse, l'accumulation végétale compense constamment l'enfoncement, et la formation d'intercalaires à radicelles et de sols de végétation est permanente. Au-dessus de cette vitesse, l'enfoncement l'emporte sur le remplissage et le marécage tourbeux est totalement noyé, le sol de végétation étant alors rapidement remplacé par un toit stérile franc. La subsidence était donc un phénomène continu pouvant atteindre, dans certains cas, une très grande ampleur.

niveau de la mer

I.G.D.A.

Types de bassins houillers

Selon les caractères de la subsidence, Prigorovsky (1936) a proposé une classification des bassins houillers.

- Les *bassins géosynclinaux*. Ces bassins ont une grande importance économique et comptent en moyenne 17,8 · 10^6 t/km^2 (Stepanov), la Ruhr constituant un maximum avec 53 · 10^6 t/km^2. Le rapport charbon/stériles y atteint la valeur de 5 %. Ils sont caractérisés par des mouvements de subsidence amples et par une grande extension latérale. Les séries y sont épaisses et peuvent dépasser 5 000 m ; les couches de charbon sont nombreuses et de grande étendue ; la houillification a pu y être notable. Cette catégorie a été subdivisée en :

  — *gîtes synclinaux vrais,* ayant subi une tectonisation intense et une catagenèse poussée jusqu'au niveau des anthracites (Pottsville dans les Appalaches, le Briançonnais dans les Alpes) ;

  — *les gîtes d'avant-fosse* de chaînes plissées, où ces caractères, tectonique et houillification, sont moins marqués tandis que l'importance économique est plus grande ;

  — les *gîtes de subsidence mais non géosynclinaux,* comme le Kouznetz et le Donetz.

- Les *bassins de plate-forme*. Ils comportent en moyenne 1,31 · 10^6 t/km^2 ; il s'agit de dépôts non subsidents formés sur des plates-formes rigides, affectées seulement de mouvements de faible amplitude. Les couches sont peu nombreuses, peu épaisses, souvent discontinues, avec des marques importantes d'érosion, une faible houillification et un passage fréquent aux charbons schisteux et schistes charbonneux.

Des tentatives ont été faites pour calculer l'amplitude des mouvements descendants, puis ascendants par reprise de la tectonique, dans le cas de certains bassins houillers.

On a calculé ainsi que pour le bassin de la Ruhr la formation de la houille s'était produite à 3 000 m de profondeur maximale pendant une durée de 20 millions d'années au Westphalien (Karweil, 1956). L'enfoncement, d'après Krenow, se serait fait à raison de 0,25 mm par an ; la profondeur de 3 000 m aurait donc été atteinte en 12 millions d'années. Ensuite, le bassin se serait relevé de 1 500 m en 1 million d'années, à raison de 1,5 mm par an à la fin du Carbonifère au cours de la phase hercynienne.

Des mouvements d'une telle amplitude retentissent nécessairement sur les bords rigides du bassin qui sont affectés de grandes failles parallèles à l'axe longitudinal du dépôt, permettant à la partie plus centrale de la cuvette sédimentaire de s'enfoncer.

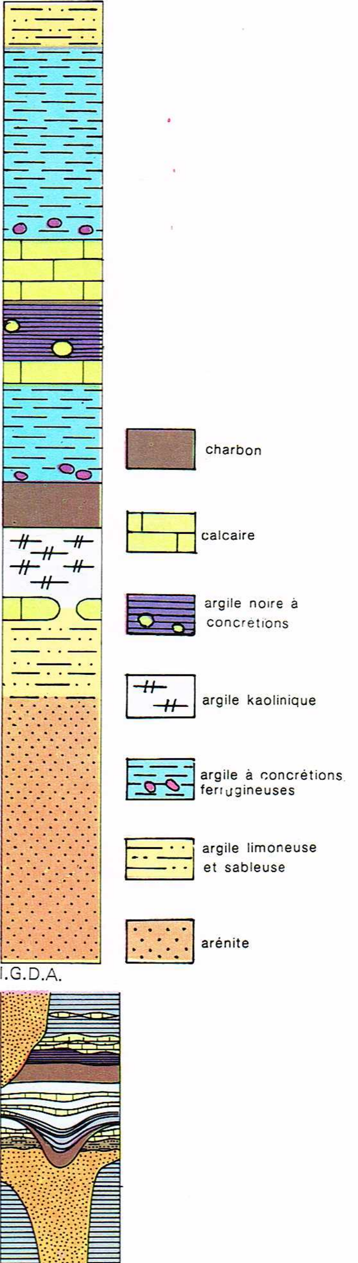
Rythmes et accidents de sédimentation

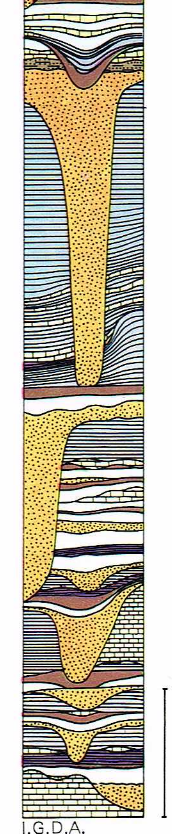
On observe dans la série sédimentaire houillère une certaine répétition des mêmes phénomènes, une alternance répétée des mêmes séquences : — grès, schistes, charbons — grès, schistes, charbons — etc., d'où la notion de *rythme sédimentaire*, de *cycle*, ou *cyclothème*.

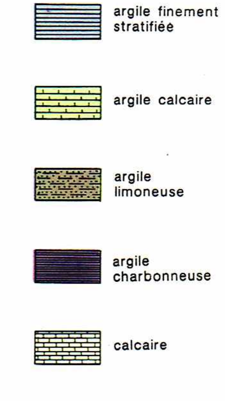
Le cyclothème est régi par les mouvements successifs, transgressifs puis régressifs, du niveau de l'eau sur le continent avec dépôt corrélatif de la charge détritique transportée par les eaux. Si les mouvements tectoniques de surélévation de la partie émergée continentale sont importants, l'érosion sera plus violente et la charge détritique sera grossière et massive ; des grès grossiers, poudingues et conglomérats se déposeront brutalement, érodant parfois le sommet des épisodes précédents. Si, au contraire, les mouvements sont de faible amplitude, on aura des séquences de dépôts schisteux et de grès fins.

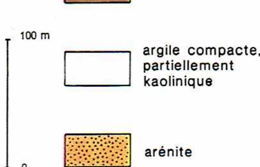
Si l'on observe une série de bancs de grès successifs, même séparés par des sédiments intercalaires, schistes et charbons, on observe une parenté sédimentaire entre les bases des bancs de grès qui semblent dériver les unes des autres par granoclassement mieux réalisé et usure plus poussée des éléments constitutifs. La roche mère dont proviennent ces éléments par transport détritique semble de plus en plus érodée et altérée (P. Dollé, 1970).

Dans les schistes, le rythme est marqué par des lits de quartz : séquence détritique, puis des lits d'argile et de mica, séquence de repos.









POSITION SYSTEMATIQUE DES ESPECES VEGETALES A L'ORIGINE DES DEPOTS HOUILLERS DU CARBONIFERE

d'après P. Laveine

Cryptogames vasculaires (Ptéridophytes)	Lycophytes (Lycopsida)	Lycopodiales		F A I h
		Sélaginellales		F A H h
		Pleuroméiales (incl. Isoétacées)		F A H a h
		Lépidophytales		
		{ Lépidodendracées, Sigillariacées, Bothrodendracées }		F H a
	Arthrophytes (Sphenopsida)	Protoarticulatales		F I h
		Equisétales (incl. Calamariacées)		F A H I a h
		Sphénophyllales		F I h
	Filicophytes (Filicopsida)	Coenoptéridales (incl. Cladoxylacées)		F H I a h
		Marattiales (fougères Eusporangiées)		F A I a
		Filicales } (fougères Leptosporangiées)		F A I h
		Hydroptéridales } (fougères Leptosporangiées)		F A H h
Préphanérogames ou Préspermaphytes	Ptéridospermaphytes	Lyginoptéridales } Fougères à graines		F H a h
		Médullosales } Fougères à graines		
		Caytoniales		F H
	Cycadophytes	Cycadales		F A H a
		Nilssoniales		F H a
	Cordaïtophytes	Cordaïtales		F H a
	Gingkophytes	Gingkoales		F A H a
Phanérogames pro-parte (Spermaphytes)	Bennettitophytes	Bennettitales	Gymnospermes s.s.	F H a
	Coniférophytes	Lebachiales	Gymnospermes s.s.	F a H
		Pinales	Gymnospermes s.s.	F A a H
		Cupressales	Gymnospermes s.s.	F A a H
		Podocarpales	Gymnospermes s.s.	F A a H
		Araucariales	Gymnospermes s.s.	F A a H
		Taxales	Gymnospermes s.s.	F A a H
	Chlamydospermaphytes	Ephédrales		F A H
		Gnétales		A H
		Welwitschiales		F A H

F : fossile — A : actuel — H : hétérosporé — I : isosporé — a : arborescent — h : herbacé

▲ *Tableau de la position systématique des espèces végétales à l'origine des dépôts houillers du Carbonifère.*

▶ *Page ci-contre, en bas corrélations entre les divers bassins houillers de l'Europe occidentale du Nord par niveaux marins et tonsteins* (Lexique international de pétrographie des charbons, *C.N.R.S., Paris, éd. 1963 et 1971.*)

Si l'on considère une séquence deltaïque normale, complète, comportant une invasion marine puis une immersion lente se terminant par un dépôt phytogène avec formation de couche de houille, on aboutit, par exemple, à un cycle de 20-35 m comprenant la succession suivante :

calcaire marin fossile schiste calcaire schiste noir à fossiles marins	} immersion
schiste gréseux grès	} remplissage détritique
sol de végétation charbon	} émersion

Dans le cas d'une série détritique s'affinant régulièrement pour se terminer par une séquence phytogène et chimique, on a, de bas en haut, la série suivante :

1 - conglomérat
2 - grès grossier
3 - grès moyen
4 - grès fin
5 - schiste grossier
6 - schiste fin
7 - charbons
8 - carbonates

Les rythmes sédimentaires comportent de nombreuses anomalies et exceptions. Ainsi, la houille peut passer latéralement à des stériles : c'est la *schistification*. La veine peut aussi avoir été, en partie ou totalement, enlevée par des cours d'eau sur une certaine surface puis remblayée par des sables : c'est le *wash-out*. Certaines couches, plus ou moins épaisses, se subdivisent en sous-couches par apparition d'intercalaires stériles : c'est la *dichotomie*.

Plus simplement, certaines veines présentent latéralement des variations d'épaisseur parfois considérables et non liées à l'érosion. Il s'agit de *phénomènes de compaction différentielle*. En effet, le dépôt organique est fortement compressible (ainsi, 10 m de tourbe humique donneront moins de 1 m de houille) tandis que les dépôts de schistes le sont moins et ceux de grès, notamment, ne sont pas compressibles du tout. D'où une distorsion au cours du temps entre des dépôts, qui à l'origine avaient la même épaisseur. Rappelons que la compaction étant liée à l'expulsion d'eau et à la baisse de porosité, il est compréhensible qu'elle touche plus fortement les matières végétales et les argiles que les accumulations de grains de quartz incompressibles qui constituent les grès.

Associations végétales et marqueurs botaniques

De tout temps, la flore bien conservée, retrouvée dans les schistes fins des toits ou plus rarement au mur des veines de houille (et non dans le charbon lui-même, sauf dans certaines concrétions : les coal-balls), a servi de repère paléobotanique dans les bassins houillers et de moyen pour établir une chronologie dans la succession des dépôts. Elle a permis d'effectuer des corrélations inter-bassins et d'élaborer ce qu'on qualifierait aujourd'hui de « biostratigraphie ».

Notons, à ce propos, que les plantes ayant été trouvées à l'état de fragments dispersés, chacun de ceux-ci est parfois traité comme un groupe paléontologique distinct; la reconstitution totale d'une plante complète n'est en effet pas toujours possible, surtout en ce qui concerne la liaison entre le sporophyte et le gamétophyte (spores).

Ainsi, une même plante peut servir en paléobotanique :
— par ses troncs et ses branches *(Lepidodendron, Lepidophloios)*;
— par ses troncs décortiqués *(Knorria, Aspidiaria)*;
— par ses rhizophores (racines) [*Stigmaria* et *Stigmariopsis*];
— par ses feuilles *(Lepidophyllum)*;
— par ses strobiles *(Lepidostrobus)*;
— par ses pinnules et ses frondes;
— par ses microspores et ses mégaspores.

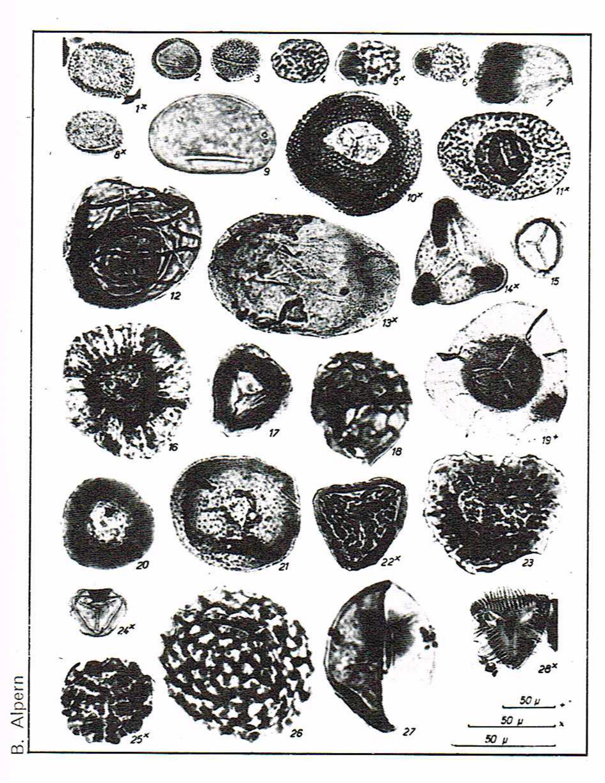
La flore houillère a été formée essentiellement par les **Cryptogames vasculaires** comprenant des formes arborescentes uniquement fossiles, comme les *Lépidophytales* (avec principalement les Lépidodendracées et Sigillariacées pouvant atteindre des hauteurs de 20 à 30 m, caractérisées par une vitesse de croissance très rapide et une lignification peu poussée des tissus), et des formes herbacées, à la fois fossiles et actuelles, comme les *Sélaginellales* et les *Lycopodiales*. A côté de ces groupes, on peut citer celui des *Équisétales* qui comprend des formes exclusivement fossiles comme les Calamariacées arborescentes ou des formes à la fois fossiles et actuelles comme les Équisétacées, et le groupe des *Sphénophyllales* aux formes exclusivement fossiles. Signalons également l'ensemble des Filicophytes, avec les *Filicales* comprenant de nombreux types de fougères.

Citons aussi l'ensemble des **Préphanérogames** avec les *Cordaïtales*, formes arborescentes uniquement fossiles, et les *Ptéridospermaphytes*, ou fougères à graines.

Enfin, l'ensemble des **Phanérogames** est représenté à la fin du Carbonifère par les Cycadophytes *(Cycadales)*, les Chlamydospermaphytes *(Gnétales)* et les premières Gymnospermes *(Conifèrales)*.

Parmi tous ces végétaux, certains étaient *isosporés* et ne fournissaient que des microspores ou isospores (Lycopodiacées et Sphénophyllées), alors que d'autres étaient *hétérosporés*, et fournissaient des mégaspores et des microspores (Sélaginellacées et Calamariacées). Ces spores sont retrouvées en grande abondance dans la masse même du charbon (lits de durite et de clarite) ; on peut les isoler par macération chimique, puis les monter entre lame et lamelle pour observation et comptage.

Au Carbonifère, ce sont les *formes « trilètes »* qui sont les plus abondantes; les genres les plus fréquents sont *Densosporites, Lycospora, Calamospora,* etc. Certaines



B. Alpern

◀ *Principales espèces de microspores du Carbonifère (Alpern; Streel, 1970); pour chaque espèce sont donnés le nom, le bassin et l'étage :*
1. Spinosporites spinosus, *Loire, Autuno-Stéphanien ;*
2. Speciososporites minutus, *Decize, Stéphanien moyen ;*
3. Punctatosporites rotundus, *L'Aumance, Stéphanien moyen ;*
4. Thymospora obscura, *Lorraine, Stéphanien inférieur ;*
5. Torispora perverrucosa, *Lorraine, Stéphanien inférieur ;*
6. Torispora verrucosa, *Lorraine, Stéphanien inférieur ;*
7. Torispora securis, *Lorraine, Westphalien C-D ;*
8. Punctatosporites granifer, *Lorraine, Westphalien C-D ;*
9. Laevigatosporites vulgaris, *Lorraine, Stéphanien inférieur ;*
10. Vestispora fenestrata, *Lorraine, Stéphanien inférieur ;*
11. Florinites junior, *Blanzy, Stéphanien moyen ;*
12. Vestispora costata, *Lorraine, Westphalien B ;*
13. Schulzospora ocellata, *Haute Silésie, Westphalien B ;*
14. Triquitrites CF pulvinatus, *Lorraine, Westphalien C-D ;*
15. Lycospora pellucida, *Lorraine, Stéphanien infér. ;*
16. Radiizonates aligerens, *Durham, Westphalien A ;*
17. Cingulizonates loricatus, *Shropshire, Westphalien A ;*
18. Dictyotriletes bireticulatus, *Lorraine, Westphalien B ;*
19. Endosporites globiformis, *Jura, Stéphanien moyen ;*
20. Densosporites pseudoannulatus, *West Fife, Namurien A ;*
21. Crassispora kosankei, *HBNPC, Auchel, Westphalien B-C ;*
22. Callisporites nux, *Group of Fife, Namurien A ;*
23. Cristatisporites indignabundus, *Blanzy, Stéphanien moyen ;*
24. Rotaspora crenulata, *Northumberland, Viséen ;*
25. Grumosisporites verrucosus, *Group of Fife, Namurien A ;*
26. Convolutispora sp., *Lorraine, Westphalien B ;*
27. Calamospora sp., *Blanzy, Stéphanien moyen ;*
28. Reinschospora triangularis, *Northumberland, Viséen.*

formes « monolètes » ont cependant pris une grande extension au Westphalien supérieur puis au Stéphanien avec des formes d'abord lisses *(Laevigatosporites)* devenant ensuite ornementées *(Punctatosporites* et *Thymospora)*.

Ce sont cependant les restes de fougères, pinnules et frondes qui ont servi principalement de base à la paléobotanique, pour la stratigraphie des étages du Carbonifère avec des genres purement morphographiques définis par la forme des folioles, leur nervuration, leur mode de fixation sur l'axe et leurs interrelations. Parmi les groupes les plus connus, on peut citer : les Sphénoptéridés, les Pécoptéridés, les Aléthoptéridés et les Neuroptéridés.

Dans les bassins paraliques, *les niveaux marins* marquant l'invasion périodique de la mer dans toute la lagune constituent d'excellents niveaux repères pour les corrélations intra- et inter-bassins. Ainsi le niveau marin de Rimbert dans le bassin du Nord-Pas-de-Calais est l'équivalent du niveau Petit-Buisson en Belgique et Aegir dans la Ruhr; il est caractérisé par *Anthracoceras aegyranum* et constitue la limite entre le Westphalien B et le Westphalien C. De même, le niveau marin de Poissonnière (France), ou Quaregnon (Belgique), ou Katharina (Allemagne occidentale) à *Glyphioceras katharinae,* constitue la limite entre le Westphalien A et le Westphalien B.

Les marqueurs pétrographiques

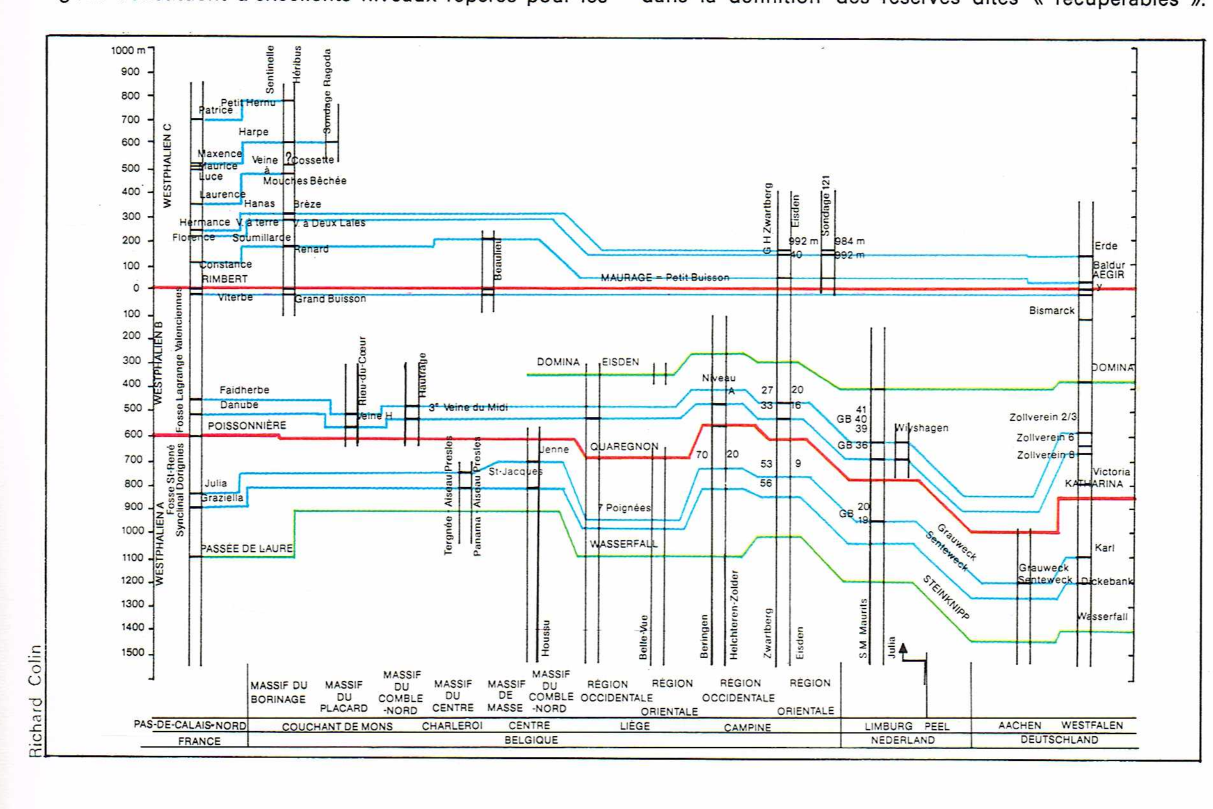
L'évolution biologique des morpho-espèces de la paléobotanique n'est pas toujours suffisante pour permettre des corrélations précises entre des bassins éloignés évoluant dans des conditions paléogéographiques différentes. Aussi la recherche de *repères* véritablement *isochrones* a-t-elle constitué pour beaucoup de stratigraphes un but essentiel.

Celui-ci paraît avoir été atteint avec la découverte des *tonsteins,* dont l'origine volcanique — au moins pour certains d'entre eux — a été démontrée (A. Bouroz) sur la base de caractères minéralogiques spécifiques (quartz aciculaire, etc.). Les tonsteins sont, par ailleurs, des roches argileuses très fines, souvent claires (gores du Massif central), à kaolinite vermiculaire, bien visibles dans certains lits charbonneux. Le fait qu'il s'agirait de pluies de cendres volcaniques expliquerait leur grande extension latérale et leur valeur pour les corrélations. Dans le Nord-Pas-de-Calais, de nombreux tonsteins ont été décrits et servent à délimiter certains faisceaux; ainsi, le faisceau d'Ernestine est compris entre le tonstein Talence et le tonstein Patrice. En Lorraine, des dizaines de tonsteins ont été décrits; d'autres, dans les bassins du Stéphanien du Massif central, ont permis d'établir des corrélations interrégionales presque impossibles à déterminer par d'autres méthodes.

Les réserves de charbon

Réserves brutes

La notion de réserve a beaucoup varié et a été l'objet de nombreuses discussions. Il ne suffit pas de préciser quel est le total du potentiel géologiquement *en place* mais, en outre, un certain nombre de données techniques et économiques sont à prendre en considération. On passe ainsi de la notion de *ressources potentielles* à celle de *réserves*. En effet, l'épaisseur de la couche et sa situation en profondeur jouent un rôle important dans la définition des réserves dites « récupérables ».



Richard Colin

Ainsi, la 4e Conférence mondiale de l'énergie (Londres, 1950) a décidé de ne pas compter comme réserves :

- pour les *lignites :*
  - — tout ce qui est à plus de 500 m ;
  - — entre 0 et 500 m, tout ce qui est inférieur à 30 cm ;
- pour les *houilles :*
  - — tout ce qui est à plus de 1 200 m ;
  - — entre 0 et 1 200 m, tout ce qui est inférieur à 30 cm.

A l'heure actuelle, les variations du prix de l'énergie, qui ont été considérables en 1974, jouent un rôle important dans la détermination de la notion et de la quantité de *réserves économiquement exploitables*. Par exemple, un charbon dont l'exploitation revient à 100 F la tonne fournit une énergie thermique à moins de 2 centimes la thermie. Si on plaçait la limite économique d'exploitabilité à ce niveau, en France, seules la Provence et une petite partie de la Lorraine seraient comptées dans les réserves ; à 2,5 centimes la thermie les réserves passeraient à 500 millions de tonnes ; à 4 centimes elles seraient de 1,5 milliard de tonnes, etc.

Cette référence au prix de la thermie montre également l'importance de la notion de *pouvoir calorifique* du charbon ; ainsi, il y a environ deux fois plus de calories dans un anthracite que dans un lignite ; on ne peut donc calculer correctement les réserves sans intégrer ce paramètre.

Par ailleurs, un même volume de charbon mis en évidence dans une formation géologique ne fournira pas nécessairement toujours le même poids de combustible. Il faut faire intervenir la *densité,* qui fluctue d'environ 1,28 pour les lignites à 1,50 pour les anthracites.

On devra également tenir compte, entre autres paramètres, de la bonne tenue des épontes qui permettra la mécanisation, de l'aptitude à un bon lavage (certaines cendres syngénétiques sont impossibles à éliminer), de la continuité des couches qui déterminera le volume des panneaux réguliers non tectonisés, etc. Enfin, la quantité de charbon reconnue par sondages n'est jamais intégralement récupérée et le taux de récupération est très variable d'un gisement à l'autre (il n'est souvent que de 50 %).

Signalons qu'il faut également parler des mêmes unités d'un pays à l'autre. C'est la tonne métrique de 1 000 kg qui, théoriquement, a cours, mais chez les auteurs anglo-saxons, de nombreux calculs sont donnés en tonnes courtes (short-ton = 907 kg).

La dernière Conférence mondiale sur l'énergie (Detroit, 1974) a établi le tableau suivant des réserves des principaux pays producteurs.

Tableau des réserves (1974)
en mégatonnes (10^6 tonnes)

Pays	Réserves récupérables	Réserves totales	Ressources totales (potentielles)
U.R.S.S.	136 600	273 200	5 713 600
Chine	80 000	300 000	1 000 000
Reste de l'Asie	17 549	40 479	108 053
États-Unis	181 781	363 562	2 924 503
Canada	5 537	9 034	108 777
Amérique latine	2 803	9 201	32 928
Europe	126 775	319 807	607 521
Afrique	15 628	30 291	58 844
Océanie	24 518	74 699	199 654
Total mondial	591 191	1 402 274	10 753 880

Ce tableau permet de constater que 90 % des ressources mondiales sont situées sur les territoires de l'U.R.S.S., des États-Unis et de la Chine (les évaluations relatives à ce pays sont encore incertaines). L'Europe ne vient qu'au 4e rang. En ce qui concerne plus particulièrement les pays européens, le classement par ressources s'établit de la façon suivante :

Pays	Réserves récupérables	Réserves totales	Ressources
1 Allemagne fédérale	39 571	99 520	286 150
2 Angleterre	3 871	98 877	162 814
3 Pologne	22 640	38 874	60 600
4 Finlande	4 290	33 000	33 000
5 Allemagne de l'Est	25 300	30 200	30 050
6 Yougoslavie	16 870	17 976	21 751
7 Tchécoslovaquie	6 363	13 774	21 430
8 Suède	30	9 460	9 490
9 Hongrie	1 675	3 350	6 400
10 Bulgarie	4 387	4 387	5 230
11 Pays-Bas	1 840	3 705	3 705
12 Espagne	1 643	2 202	3 562
13 Islande	—	2 000	2 000
14 Roumanie	1 150	—	1 960
15 Grèce	680	908	1 575
16 France	458	1 407	1 407

Ainsi, et quelles que soient les réserves que l'on puisse émettre sur cette classification pondérale qui ne tient pas compte des qualités respectives des charbons, la France n'arriverait qu'à la 16e place parmi les pays européens pour les ressources charbonnières. Si l'on examine plus dans le détail les données réelles des gisements, il est possible de dresser le tableau suivant pour quelques-uns des principaux pays producteurs du monde et d'Europe.

DÉTAIL DES RÉSERVES ET RESSOURCES PAR QUALITÉS DE CHARBONS DE CERTAINS PAYS DU MONDE.
(Conférence mondiale de l'Énergie, Detroit, 1974).

Pays	Année de Réf.	Rang	Réserves récupérables		Ressources totales			Production
			10^6 t	10^9 calories	épais.	prof	10^6 t	
États-Unis	1972	AN	5 755	46 064	0,71	305	19 375	7 891
		BT	117 688	827 393	0,71	305	1 224 380	495 040
		SB	35 282	233 028	1,52	305	1 042 006	1 088
		LN	23 056	110 722	1,52	305	638 746	8 095
	Total		181 781	1 217 207			2 924 503	512 114
U.R.S.S.	1971	HC	82 900	431 080	0,60	1 000	3 993 300	461 500
		LC	53 700	155 730	0,80	430	1 720 300	179 500
	Total		136 600	586 810			5 713 600	641 000
Grande-Bretagne	1973	AN	69	522	0,61	1 219	6 035	3 353
		BT	3 802	26 614	0,61	1 219	156 779	135 737
	Total		3 871	27 166			162 814	139 090
Pologne	1967	HC	17 800	99 680	1,00	1 000	45 741	150 700
		LC	4 840	12 334	3,00	300	14 862	38 200
	Total		22 640	112 014			60 603	188 900
Allemagne de l'Ouest	1971	HC	30 000	210 000	0,60	1 500	230 300	102 470
	1972	BC	9 571	17 706	2,00	450	55 850	110 400
		P	900	1 800	2,00	12	900	400
	Total		40 471	229 506			287 050	213 270
Allemagne de l'Est	1956	HC	100	700	0,30.	1 200	50	1 198
	1966	BC	25 200	105 000	2,00	150	30 000	246 000
	Total		25 300	105 700			30 050	247 198
France	1973	HC	443	3 101	0,70	1 250	1 380	29 740
		BC	15	53	2,00	600	27	1 510
	Total		458	3 154			1 407	31 250
Total Mondial		AN	7 146	57 144			28 488	79 127
		BT	233 361	1 613 631			2 640 871	1 191 113
		SB	40 348	259 593			1 065 259	24 327
		HC	15 012	859 031			4 395 350	885 268
		BC	47 090	151 088			176 784	403 550
		LN	44 620	166 929			678 660	56 994
		LC	68 614	203 181			1 768 472	365 133
	Total		591 191	3 310 597			10 753 884	3 005 512

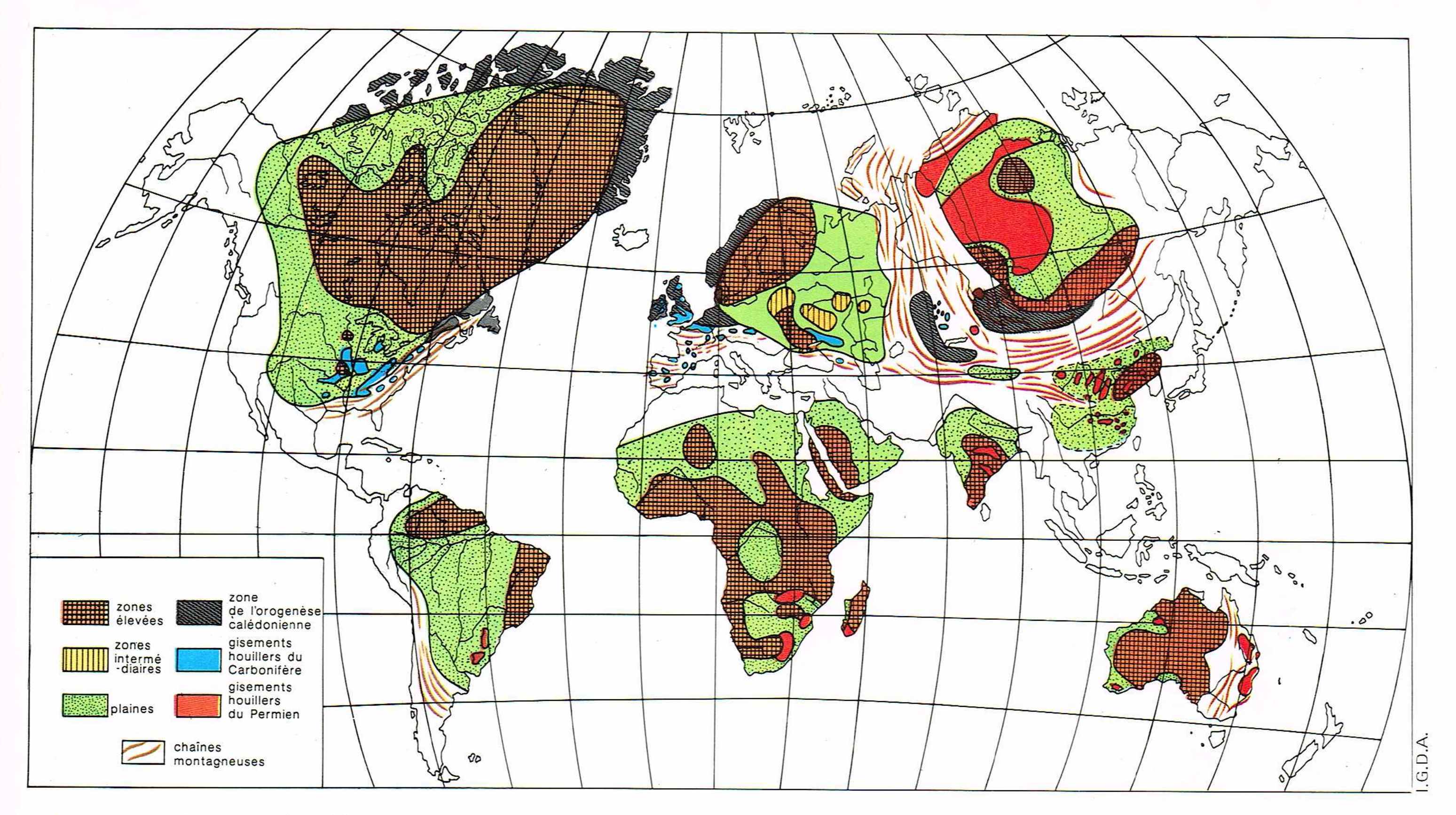
AN : anthracite — BC : brown coal — BT : bituminous coal — LN : lignite — SB : subbituminous coal — P : peat (tourbe) — HC : high calorific (7 000 cal/g) — LC : low calorific (3 000 cal/g)

▲ *Tableau du détail des réserves et ressources par qualité de charbons de certains pays du monde.*

▼ *Tableau des réserves des houillères françaises au 1er janvier 1974 (en Mt) établi par les Charbonnages de France.*

RÉSERVES DES HOUILLÈRES FRANÇAISES au 1-1-1974
(en Mt) Document CdF

BASSINS	Réserves techniquement exploitables	Réserves planifiables — Ancienne évaluation	Réserves planifiables — Nouvelle évaluation
Nord-Pas-de-Calais	460	67	80-120
Lorraine	800	331	350-355
Centre-Midi	110	62	70-90
Fond	102	58	63-83
Découvertes	8	4	7
Total CdF	1370	460	500-565



▲ ***Distribution géographique des gisements houillers du Carbonifère (en bleu) et du Permien (en rouge) d'après Strakhov.***

On remarque à propos du tableau page ci-contre en haut :

— que les épaisseurs moyennes pour les houilles vont de 0,60 à 1,00 m selon les pays,

— que celles des lignites vont de 1,50 à 3,00 m,

— que la profondeur maximale d'exploitation varie de 305 m aux États-Unis à 1 500 m en Allemagne fédérale pour les houilles et de 300 à 450 m pour les lignites.

Pour la France, le tableau page ci-contre, en bas, a été établi par les Charbonnages de France à partir des considérations de rentabilité économique dont certaines ont été évoquées précédemment.

Réserves par étages stratigraphiques

Cette manière d'envisager les réserves est géologiquement plus intéressante que la précédente car elle permet de mettre en évidence d'importantes discontinuités dans le volume des dépôts et l'existence de périodes d'accumulation privilégiées.

Ces calculs, qui sont principalement le fait de l'école russe (Stépanov, 1936), sont un peu anciens mais ils sont intéressants à signaler.

Si l'on dresse le tableau des tonnages disponibles par million d'années ramenés à la tonne-équivalent tourbe, on obtient ce qui suit :

Étage	Durée 10^6 années	Orogenèse	Tonnages (équivalent tourbe) 10^9 t
Quaternaire	2		69,5
Tertiaire + Crétacé terminal	58	alpine ↕	76,2
Crétacé	61	méditer-ranéenne	1,7
Jurassique	30	↕	13,7
Trias	26	hercynienne	2,4
Permien	35	↓	52,7
Carbonifère supérieur et moyen	45		54,5
Carbonifère inférieur	35		3,45
Dévonien	42		faibles
Silurien	65		négligeables

◀ ***Tableau des tonnages disponibles par million d'années ramenés à la tonne - équivalent tourbe.***

Ainsi, le phénomène de l'accumulation végétale fossilisée, loin d'être exclusif à l'époque dite Carbonifère pour des raisons purement historiques, connaîtrait son maximum au Tertiaire et se poursuivrait encore actuellement.

Les tableaux de Stépanov mettent en évidence plusieurs maximums correspondant aux phases orogéniques (en 10^9 t/an).

— Quaternaire (69) et Tertiaire + Crétacé terminal (76) ;

— Jurassique (13,7) ;

— Carbonifère (54) et Permien (52).

Les minimums se trouvent au Trias et au Crétacé supérieur. Les faibles valeurs du Carbonifère inférieur et surtout celles du Dévonien doivent être liées au fait qu'à cette époque l'explosion des plantes supérieures sur les continents ne s'était pas encore produite.

Au Dévonien, on ne connaît que de rares gisements (0,002 % des réserves mondiales), tous situés dans l'hémisphère boréal : île aux Ours (Spitzberg), Ellesmere (Canada) et chaîne de Timan (U.R.S.S.).

Au Carbonifère, les gisements se trouvent dans toutes les parties du monde, surtout dans l'hémisphère boréal; l'essentiel se trouve concentré dans l'étage Westphalien (22 %), qui renferme les gisements les mieux connus d'Europe, d'Amérique du Nord et d'U.R.S.S.

Au Permien, les bassins sont plutôt concentrés en Asie et dans l'hémisphère austral sur le continent ancien de Gondwana, avec les gisements de l'Inde, d'Australie, d'Afrique australe et d'Amérique du Sud.

Les charbons du Jurassique (4,03 %) se retrouvent également surtout en Asie : Iran, Kazakhstan, Afghanistan, Oural, Kouznetz, Iénisséi, Irkout, Léna, Sibérie du Nord-Est, etc.

Au Tertiaire (54,4 %), on trouve les plus importantes accumulations du monde ; elles sont situées en Amérique du Nord (52 %) : aux États-Unis, au Canada et en Alaska, et en Amérique du Sud (0,4 %) : au Chili, en Colombie, au Venezuela.

En résumé, on compte stratigraphiquement sept centres majeurs d'accumulation (Barrabé-Feys, 1965) :

Carbonifère supérieur
1 - Amérique du Nord 13 %
2 - Europe de l'Ouest 9 %

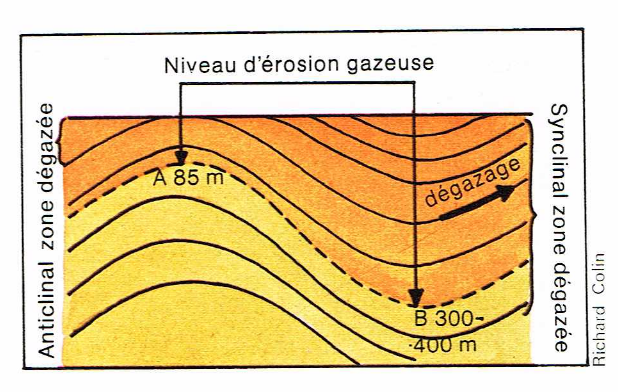
Permien
3 - Sibérie 11,7 %
4 - Chine 2 %
5 - Australie 1,7 %

Jurassique
6 - Sibérie 2,47 %

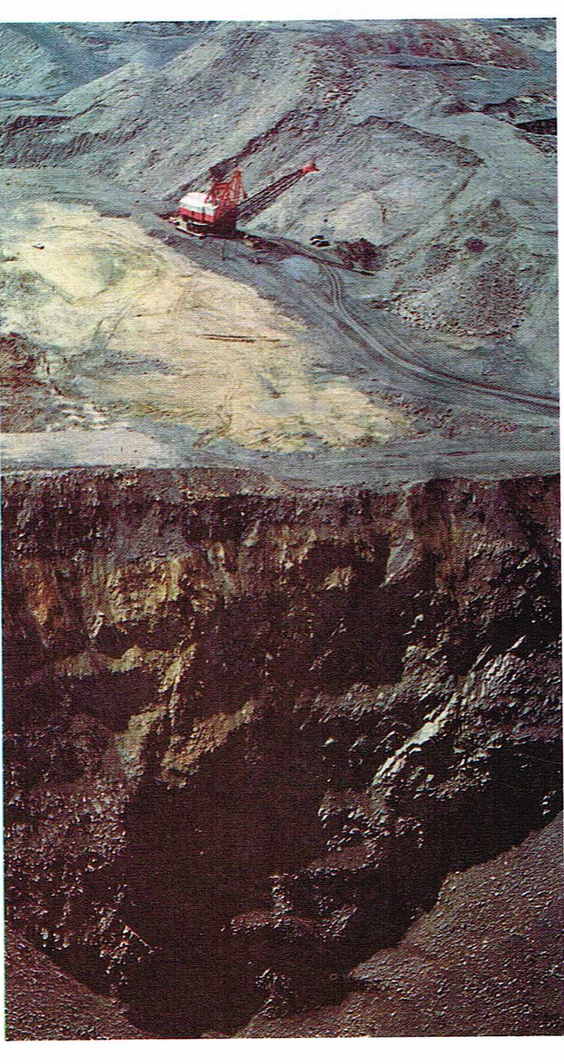
Crétacé supérieur et Tertiaire
7 - Amérique du Nord 52 %

Notons toutefois que les calculs de Stépanov ne tenaient compte que des 7 736 milliards de tonnes recensées à cette époque contre 10 753 actuellement.

Dégradation des propriétés cokéfiantes de deux charbons				
Types de charbon	Dilatomètre 2 °C/minute			
	Témoin	Durée du stockage		
		3 mois	11 mois	14 mois
Blumenthal MV* = 20,8 %	91	36	16	15
Pocahontas MV* = 19,3 %	142	91	78	40
*MV : matières volatiles				

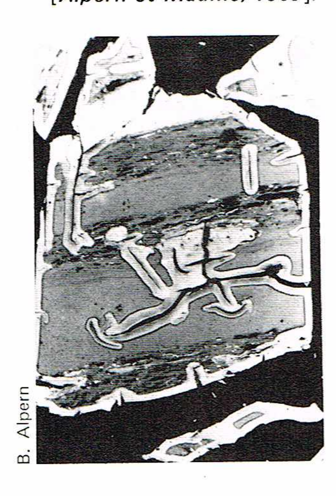


▲ *A gauche, tableau montrant la dégradation des propriétés cokéfiantes mise en évidence par le dilatomètre (Alpern et Maume, 1969). A droite, représentation schématique de la répartition du gaz dans les zones plissées (région de Lisichansk-Donetz) [B. Alpern, 1969].*



▶ *Mine de charbon à ciel ouvert de Pennsylvanie (U. S. A.) montrant le phénomène d'altération météorique.*

▼ *Aspect microscopique d'un grain de charbon oxydé (lumière réfléchie, immersion d'huile, G = 70) [Alpern et Maume, 1969].*



Altération météorique des charbons

Les affleurements de charbon non rafraîchis présentent, à l'état naturel, un aspect très différent du charbon venant d'être extrait. La surface est terne, pulvérulente, grise ou blanchâtre au lieu d'être noire, brillante, massive et cohérente ; en outre, l'épaisseur apparente des veines est sensiblement réduite. Les échantillons qui seraient prélevés sur de tels affleurements ne sont ni physiquement ni chimiquement représentatifs du charbon frais tel qu'il existe en profondeur.

L'oxydation et l'altération météorique se traduisent sur le plan physique par la formation de nombreuses fissures de dessiccation, expliquant l'apparition du faciès terne pulvérulent et la dégradation poussée des propriétés mécaniques. Ce même phénomène se produit également lors de la conservation prolongée sur parc de stocks de charbons peu évolués (lignites) contenant initialement une proportion d'eau assez élevée. Les charbons plus évolués et surtout les anthracites résistent mieux à cette dégradation.

Optiquement, l'oxydation se détecte par un taux de fissures plus élevé que la normale et par l'apparition, le long de ces fissures et sur la périphérie des grains, de zones d'oxydation durcies, donc en relief, de réflectance plus élevée que le centre non altéré des particules, et de largeur constante.

Chimiquement, l'altération météorique se traduit par une variation parfois sensible de la composition élémentaire. Même pour un charbon très évolué, comme le charbon anthraciteux du bassin de Messeix (Massif central), les matières volatiles, qui ont un taux de 14 % sur un échantillon prélevé à 3,78 m de profondeur, augmentent jusqu'à 29 % en surface. Sur une telle base, le charbon aurait été enregistré comme charbon gras et non comme anthraciteux. Par contre, la réflectance, si elle est établie sur le centre non altéré des particules, permet une estimation correcte du degré d'évolution aussi bien en surface ($1,94 \pm 0,18$) qu'en profondeur ($2,09 \pm 0,09$).

C'est cependant pour les charbons cokéfiants, surtout ceux à haute teneur en matières volatiles (de type lorrain), que le problème de l'oxydation météorique revêt la plus grande importance. En effet, du fait de la création de cokeries portuaires basées sur l'importation, le temps qui s'écoule entre la sortie de la mine et l'enfournement s'est, en moyenne, considérablement allongé : il peut atteindre plusieurs mois lorsque, en plus du stockage au départ puis à l'arrivée, il faut ajouter le temps de transport par bateau.

La dégradation des propriétés cokéfiantes est particulièrement mise en évidence par le dilatomètre. Nous donnons ci-dessus à gauche un exemple de deux charbons à coke classiques d'excellente qualité.

Pour les charbons lorrains, la dégradation est encore plus sensible. Ainsi, pour un charbon gras A (Wendel) la valeur donnée par le dilatomètre s'abaisse de 96 à 48 en 6 mois, mais une baisse déjà sensible se produit en 1 mois (88).

Le contact avec l'atmosphère ne comporte cependant pas que des aspects négatifs. Ainsi, le gaz (CH_4 et CO_2), produit en quantité par le charbon au cours de toute son évolution géologique et dangereux pour le mineur lorsqu'il est piégé, se dilue et s'échappe dans l'atmosphère aux affleurements et même jusqu'à une certaine profondeur dans les bassins lorsque la position des couches est favorable : c'est le cas des synclinaux ou des couches pentées intersectant la surface topographique ; le gaz peut alors s'échapper jusqu'à des profondeurs de 300 m à 400 m dans le gisement (B. Alpern, 1967).

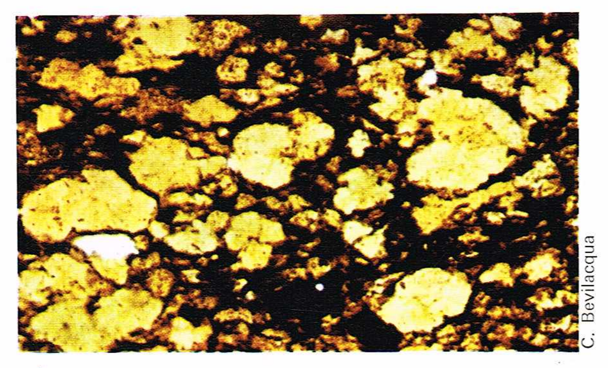
Mentionnons, enfin, un dernier aspect relatif au contact charbon-air atmosphérique : celui des *inflammations spontanées.* Elles se produisent aussi bien dans certaines mines que sur les terrils, où elles se remarquent par des fumées et la formation de croûtes blanchâtres. Cette auto-inflammation serait principalement due à l'oxydation du charbon et à celle des pyrites syngénétiques finement dispersées dans la vitrinite. La formation de composés peroxydés est, en effet, exothermique et si la chaleur n'est pas évacuée, le processus devient autogène. Par ailleurs, la transformation en sulfates des sulfures pyritiques est fortement exothermique aussi bien par voie sèche :

$$FeS_2 + 3O_2 \rightarrow FeSO_4 + SO_2 + 250 \text{ kcal},$$

que par voie humide :

$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O \rightarrow 2FeSO_4 + 2H_2SO_4 + 671 \text{ kcal}.$$

Dans ces processus, il est très probable que l'activité bactérienne joue un rôle non négligeable.



C. Bevilacqua



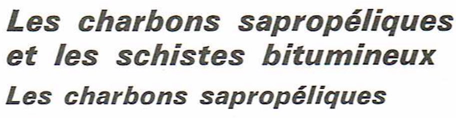
C. Bevilacqua

Cours B. Alpern

▲ *A gauche, en haut,* **boghead** *avec Algues jaunes* **(Botryococcus)** *dans un ciment argilo-gréseux opaque (lame mince; G = 150). Fife (Écosse).*

A gauche, en bas, **cannel-coal** *en section transverse avec microspores (jaunes),* **micrinite** *et* **inertodétrinite** *(noire) dans un ciment rouge de vitrinite (lame mince; G = 180). Ayrshire (Écosse).*

Ci-dessus, **schistes bitumineux,** *formation d'Irati, Permien; carrière pilote de São Mateus do Sul (Brésil).*



Les charbons sapropéliques et les schistes bitumineux

Les charbons sapropéliques

Nous avons vu que les charbons sapropéliques et les schistes bitumineux contiennent une matière organique formée d'Algues microscopiques (Botryococcacées, Tasmanacées, etc.) ainsi que d'autres micro-organismes et de restes d'animaux supérieurs (Poissons, Crustacés).

C'est H. Potonié qui, en 1903, a nommé *sapropèle* une gelée d'Algue de couleur brune atteignant 17 m d'épaisseur dans un petit lac près de Stettin (Pologne). La différence avec les charbons humiques est l'absence de stratification visible à l'œil nu, due à l'absence de lits importants de vitrinite et de grandes lentilles de fusinite. Lorsque les charbons d'Algues sont purs et peu évolués (type kuckersite), ils sont de couleur beige, tandis que les lignites sont brun-rouge.

Dans les *cannel-coals,* le ciment est surtout formé de collinite; en plus des Algues, on y trouve de l'inertodétrinite, de la micrinite et des microspores, en éléments classés de granulométrie comparable.

Dans les *bogheads* (littéralement, tête de marécage), le ciment est surtout argileux.

Le caractère commun des charbons sapropéliques est leur grain fin, leur compacité, leur cassure conchoïdale. Chimiquement, leur teneur élevée en matières volatiles (souvent plus de 50 %), et en hydrogène (8 à 10 %), leur confère une combustion aisée avec production de longues flammes (cannel-coal vient de l'expression anglaise « candle-coal » = charbon de chandelle). Enfin, ils se caractérisent par leur capacité de fournir des hydrocarbures par distillation.

Les charbons du type sapropélique ont, en général, reçu des noms locaux. Les principales variétés sont :

— La *torbanite,* de couleur brun-noir, facile à découper en lamelles, est exploitée à Torban Hill, non loin de la localité de Boghead près de Bathgate (Écosse). C'est un exemple classique et une localité de référence pour ce type de charbon, qui renferme à la fois des Botryococcacées et des spores. Le gisement, qui couvre une superficie

de 200 km², se trouve sur la bordure méridionale du Firth of Forth. Il était déjà exploité en 1875 à raison de 1,7 million de tonnes par an. Les couches, de 1,25 à 5 m d'épaisseur, étaient extraites par galeries inclinées et puits verticaux. Le rendement atteignait 72 à 180 litres d'huile par tonne de schiste pyrolysé (raffinerie et procédé Pumpherston).

— La *kuckersite* se trouve en Estonie, au sud-ouest de Leningrad, dans des couches de l'Ordovicien moyen affleurant le long de la côte du golfe de Finlande, sur une superficie de 3 600 km². Les réserves sont élevées (estimées à 21 milliards de tonnes en 1971) et font l'objet d'une exploitation industrielle. La kuckersite contient 40 % de matières organiques, dont 80 % sont volatiles par pyrolyse. Par pyrogénation vers 500 °C, les 2/3 environ de la substance organique se transforment en huile de schiste à raison de 200 l/t traitée. L'exploitation, d'abord souterraine par chambres et piliers, se fait maintenant pour 37 % à ciel ouvert. Une partie de la kuckersite, qui servait initialement à alimenter en gaz de ville Leningrad et Tallinn (Reval), est utilisée directement dans les centrales thermiques du fait de son pouvoir calorifique relativement élevé : 3 000 cal/g.

— La *coorongite* vient des rives des lagunes du détroit de Murray en Australie. Le produit, dont l'aspect rappelle celui du caoutchouc, se présente en couches de couleur brun-noir, inférieures à 30 cm. La coorongite s'est formée à partir des dépôts annuels successifs de masses d'Algues desséchées, mélangées à des débris organiques et minéraux divers formant des amas élastiques verdâtres devenant brun foncé par vieillissement. Ces Algues, nommées par Thlessen *Elaeophyton coorongina,* sont en réalité des *Botryococcus*. La coorongite est fusible; elle brûle facilement et donne par distillation une proportion élevée d'hydrocarbures.

— La *n'hangellite* est une variété de coorongite qui se dépose en bordure du lac N'Hangella (Est africain).

— Le *dysodile* est un charbon sapropélique très inflammable et malodorant qui se trouve en lamelles fines, flexibles et élastiques.

— La *tasmanite* est une variété brun rougeâtre de schiste bitumineux contenant des spores et des Algues du groupe des Tasmanacées. Ces Algues sont formées d'une coque de diamètre souvent supérieur à plusieurs millimètres, à membrane épaisse traversée par de fins canaux radiaux, et contenant des spores à double flagelle généralement non conservées. La tasmanite se trouve en Tasmanie (Australie); elle est d'âge permien.

Il existe encore de nombreux noms locaux de bogheads, notamment en U.R.S.S. : l'*olénikite* (rivière Léna), la *balkhashite* (lac Balkhask), la *cheremchite* (district de Cheremchovo, Sibérie), et au Brésil : la *marahuite* (Marahu, État de Bahia). Leur composition est similaire à celle des principaux types déjà cités.

La constitution microscopique des bogheads a d'abord été étudiée par Bertrand et Renault, qui ont décrit, en 1892, les Algues d'Autun sous le nom de *Pila* et celles d'Australie sous le nom de *Reinschia*. Nous avons vu que ces Algues permiennes ont été assimilées postérieurement (Zalessky, 1913) aux Algues actuelles, *Botryococcus brauni*. C'est ensuite Paul Bertrand qui, en 1930, a repris la question à partir du gisement d'Autun et défini le boghead comme un mélange de gélose (cellulose) et d'huile. Les Algues vivent en colonie; elles possèdent une structure rayonnée avec des cellules sécrétrices d'huile, ce qui leur permet de flotter en surface. A Autun, P. Bertrand a compté 166 lits d'Algues sur 24 mm de boghead compact.

Les schistes bitumineux

Ce groupe de roches combustibles a été évoqué plusieurs fois dans les chapitres précédents; ils ne se distinguent des charbons sapropéliques que par une proportion moindre de matière organique et non par une nature fondamentalement différente de celle-ci. *Leur nom* — comme d'ailleurs celui des charbons dits « bitumineux » de la classification américaine — *n'implique nullement qu'ils contiennent du bitume autonome et séparable,* mais signifie qu'ils renferment une certaine proportion de matière organique appelée « kérogène » par les chimistes, qui, lors de la distillation à l'abri de l'air vers 500 °C, fournit une certaine quantité de pétrole liquide, généralement de 40 à 150 litres par tonne de schiste. Ce chiffre peut s'élever jusqu'à plus de 300 litres lorsque l'on passe des schistes bitumineux aux charbons sapropéliques proprement dits. Dans le passé, les schistes bitumineux ont été appelés aussi, à tort, « schistes bitumeux » ou encore « pyroschistes ».

Le kérogène qu'ils contiennent peut être défini chimiquement ou pétrographiquement.

Chimiquement, nous reprendrons la définition de Welte (1972) : « Le kérogène est formé par un mélange de macromolécules très polymérisées avec une proportion notable de chaînes à structure aliphatique conjuguées avec des systèmes diversement condensés de noyaux de type aromatique. Il présente quelques analogies avec l'exinite des charbons d'un côté et la fraction asphaltique des pétroles de l'autre. Par définition le kérogène est insoluble dans les solvants organiques. »

Pétrographiquement, nous avons déjà vu que les schistes bitumineux contenaient les mêmes constituants que les charbons sapropéliques mais à l'état plus dilué. Parfois, la masse sapropélique est si décomposée qu'aucun élément figuré n'est plus reconnaissable; c'est souvent le cas, par exemple, des schistes du Colorado. Cependant on peut souvent reconnaître dans la masse des schistes :

— des microspores (ou miospores ou grains de pollen);

— des Algues;

— des fragments de tissus gélifiés ou oxydés, en proportions variables selon les gisements;

— de la matière organique amorphe massive ou colloïdale;

— des microdébris divers non reconnaissables;

— des restes de Poissons (écailles, vertèbres, épines), surtout au Permien;

— des restes de Crustacés (Ostracodes);

— des Lamellibranches, des coprolithes, etc.

Malgré cette grande diversité apparente, c'est le groupe des Algues qui est, de loin, le plus important.

Au Carbonifère et au Permien, les Algues planctoniques sont surtout des *Botryococcus brauni Kützing* 1849 (anciennes *Pila* et *Reinschia* de Bertrand et Renault) actuellement reconnues comme étant des Chlorophycées, petites Algues de 10 μ de diamètre, groupées en colonies de 600 à 700 cellules, communes en toutes saisons et dans tous les milieux (eau douce, saumâtre ou salée).

Au Lias (Toarcien) et au Mésozoïque en général, ce sont surtout des *Tasmanites Newton* 1875 ou des genres considérés comme analogues ou synonymes : *Crassosphaera, Tytthodiscus, Schizosporis* et *Pachysphaera* (genre actuel), etc.

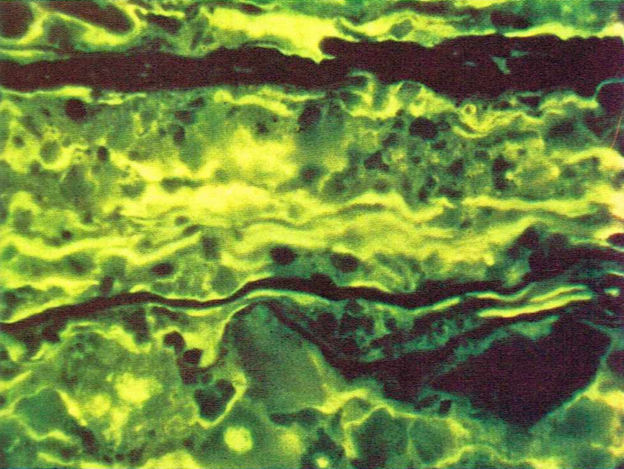
Les *Botryococcus* seraient formées de botryococcène (et isobotryococcène) $C_{34}H_{58}$ à l'état polycondensé en chaînes insaturées à plusieurs centaines d'atomes de carbone, de poids moléculaire 1 500 à 2 000, tandis que les *Tasmanites* seraient formées de tasmanine $C_{90}H_{138}O_{17}$ se présentant en longues chaînes aliphatiques.

Toutes ces Algues planctoniques sont productrices de carbone organique à raison de 0,5 à 1 g de C/m²/jour dans les mers fertiles. La production des forêts de pins est de 4 à 6 fois plus grande, mais la superficie des mers productives est 10 fois supérieure à celle des aires continentales fertiles, soit au total 10^{10} t de carbone par an. En milieu marin, c'est dans la zone euphotique que se produit le développement maximal du phytoplancton. Celui-ci est favorisé par l'apport en sels nutritifs (phosphates et nitrates) des fleuves; il se produit donc principalement sur la plate-forme continentale, en bordure des terres émergées. Dans l'ensemble, toutes ces Algues sont productrices d'acides gras dont on admet aujourd'hui qu'ils sont parmi les principaux précurseurs du pétrole, mais qui sont également parmi les constituants importants du kérogène des schistes bitumineux.

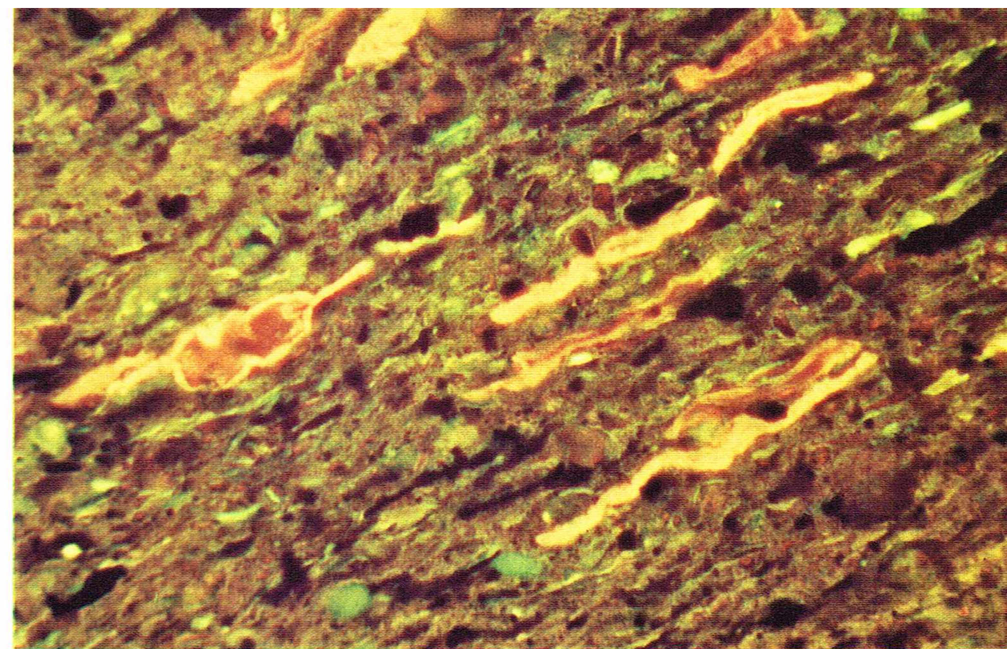
Cependant, malgré cette prédominance, toute la matière organique n'est pas distillable en hydrocarbures liquides lors de la pyrogénation industrielle; parfois, seulement 50 % environ de la matière organique présente peut être transformée en pétrole liquide. Ainsi, un schiste contenant 22 % de carbone organique ne produira que 100 kg d'huile par tonne de schiste au cours du traitement (cas de Saint-Hilaire-Aumance).

Gisements et réserves

Les principaux gisements de schistes bitumineux actuellement connus sont les suivants :



Cours B. Alpern



Cours B. Alpern

▲ ***A gauche,*** **schiste bitumineux** ***du Colorado (Green River Shales) : en jaune, imprégnation de matière organique amorphe d'origine algaire (vue en fluorescence par réflexion, G = 550).***
A droite, **schiste bitumineux** ***permien d'Irati (Brésil) : en jaune, sections transversales de microspores (vue en fluorescence par réflexion, G = 480).***

▼ ***Ci-dessous, propriétés et réserves de quelques bassins de schistes bitumineux (en partie d'après Burger, 1973).***

— Aux *États-Unis,* il existe une série de bassins dont les principaux se trouvent dans les États du Colorado, du Wyoming et de l'Utah. Il s'agit de roches improprement appelées schistes car elles renferment une proportion non négligeable de carbonates (CaO = 23 %), mais correctement désignées comme bitumineuses car leur rendement dans les parties riches est, en moyenne, de 30 gallons/t environ, soit 120 l à 150 l/t. Géologiquement, il s'agit de bassins tertiaires éocènes, les Green River Shales, dont l'horizon le plus riche est la Mahogany Zone de 20 m environ d'épaisseur.

Dans la région de Rifle et Grand Valley (Colorado), les schistes affleurent à flanc de montagne dans des zones topographiquement élevées. Des mines pilotes, creusées par le Bureau of Mines, puis reprises par les groupes pétroliers qui ont acquis les concessions, extraient le schiste par galeries horizontales selon la méthode dite des « chambres et piliers » ; ces derniers, qui soutiennent le toit de la galerie, sont abandonnés (d'où une perte partielle des réserves).

Dans la région de Rock Springs (Wyoming), beaucoup plus plate, des essais sont tentés pour l'exploitation *in situ* des schistes, sans extraction minière. D'autres procédés (Occidental Oil) utilisent des méthodes mixtes par foudroyage des galeries de mines à la base de la couche puis combustion dans des cheminées *in situ,* utilisant les fractures ainsi créées. Ni ces procédés ni la pyrogénation *ex situ* des schistes intégralement extraits n'ont atteint aux États-Unis la phase industrielle. Cependant, des fours comme ceux de Tosco (caloporteur solide) ou de Paraho (caloporteur gazeux) ont déjà largement atteint la phase pilote. Les problèmes écologiques et d'approvisionnement en eau dans les régions désertiques et peu industrialisées du centre des États-Unis constituent un gros handicap pour des schistes qui, par ailleurs, sont pourtant riches.

Les Green River Shales occuperaient une surface de 42 000 km² et contiendraient 320 milliards de m³ d'huile. Il y a aux États-Unis de nombreux autres bassins dans divers étages géologiques, du Paléozoïque moyen au Tertiaire. Le total des *current economic reserves* (réserves « économiques » actuelles) du National Petroleum Council s'élèverait, pour la fraction à plus de 120 l/t, à $160 \cdot 10^9$ barils d'huile qui, avec un taux de récupération de 50 %, permettraient d'extraire $80 \cdot 10^9$ barils de pétrole, soit environ 12 milliards de tonnes d'huile. Quant aux *ressources potentielles,* elles s'élèveraient à $590 \cdot 10^9$ barils, soit environ 100 milliards de tonnes d'huile.

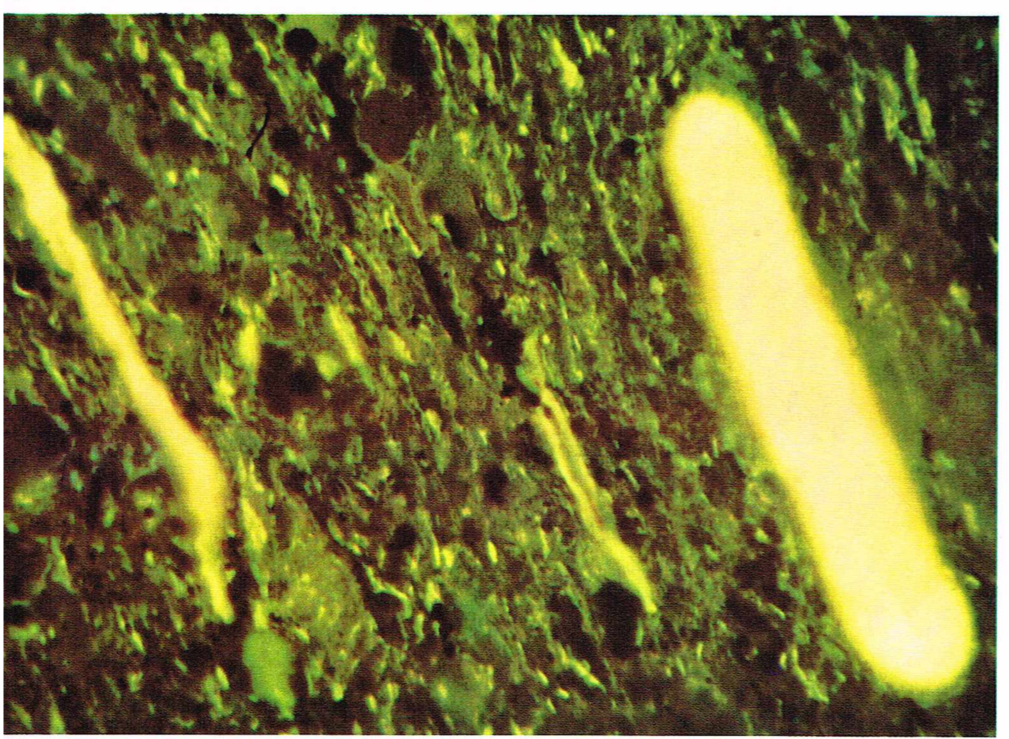
— Au *Brésil,* on connaît depuis 1881 le gisement tertiaire de Trémembé-Tambaté dans l'État de São Paulo, dont les réserves connues sont de 320 millions de m³. C'est cependant la formation d'Irati, dans le Permien, qui est de loin la plus importante avec deux couches ayant une épaisseur totale d'une dizaine de mètres, malheureusement séparées par un banc de stériles en partie calcaire. La richesse en huile est moyenne, de l'ordre de 80 l/t de schistes. La zone la plus intéressante est celle de São Mateus do Sul car elle permet l'exploitation à ciel ouvert, environ deux fois moins onéreuse que l'exploitation en mine. La carrière et l'usine pilote créées par la Pétrosix sont à un stade plus avancé que les travaux équivalents aux États-Unis (capacité de 2 000 t de schistes/jour). Les réserves connues de la formation d'Irati seraient de 127 milliards de m³ ; les réserves probables pourraient s'élever à 500 milliards.

Propriétés et réserves de quelques bassins de schistes bitumineux (en partie d'après Burger, 1973).

	Australie Glen Davis	Brésil Irati	Chine Fushun	États-Unis Colorado	France Autun	France St-Hilaire	Ecosse Westwood	U.R.S.S. Estonie	France Toarcien
Carbone organique %	39,7	–	7,9	11,3	18,8	22,2	12,3	–	10
Rendement huile l/t	34,6	79	32	102	108	104	93	226	50
Pouvoir calorifique sup.	4 500	1 400	810	1 220	2 115	2 405	1 410	3 210	1 100
Densité à 15 °C	1,6	2,1	2,29	2,23	2,03	2,01	2,22	–	2,30
Cendres %	51,6	76,5	82,7	66,9	70,8	66,3	77,8	47	77
Cendres : SiO_2 %	81,5	66,0	62,3	43,6	55,1	47,0	55,7	31,0	47,4
Cendres : Al_2O_3 %	10,1	17,4	26,7	11,1	27,6	18,3	25,1	7,8	15,0
Cendres : Fe_2O_3 %	3,0	10,8	6,1	4,6	9,3	7,6	9,9	5,8	6,1
Cendres : CaO %	0,8	1,9	0,1	22,7	1,7	17,8	2,6	39,0	22,8
Soufre % dans l'huile	0,4	1,7	–	0,5	0,3	0,5	–	1,1	3,0
Azote % dans l'huile	0,5	–	–	1,8	0,8	0,6	–	0,1	0,9
Réserves 10^6 m³	40	127 000	330	318 000	10	20	160	3 500	1 000

— En *Chine,* à Fushun, dans la région de Moukden (Mandchourie), une industrie schistière est en activité depuis 1909. Actuellement, la Chine est, avec l'U.R.S.S., le seul pays à traiter industriellement les schistes bitumineux. La production, en 1963, y couvrait le 1/5 des besoins en hydrocarbures. La superficie du gisement de Fushun est de 36 km² environ (18 × 2 km) avec une épaisseur de 135 m. Les réserves atteindraient 5,5 milliards de tonnes de schistes dont plus de 300 millions exploitables à ciel ouvert, en même temps que le charbon qui se trouve associé aux schistes. La teneur en huile des schistes est cependant assez faible ; avec une valeur moyenne de 5,5 %, les réserves de Fushun s'élèveraient à 330 millions de m³ d'huile. En dehors de la Mandchourie (120 milliards de tonnes de réserves probables de schistes), il y a en Chine des gisements dans le Ho-nan, le Yunnan, le Chan-si et le Kouan-toung. Au total, ce pays possèderait des réserves prouvées de 4,5 milliards de m³ d'huile et 22 milliards de réserves probables.

— En *U.R.S.S.* (Estonie) les gisements de kuckersite, et en *Écosse* ceux de torbanite ont été mentionnés dans la partie réservée aux charbons sapropéliques.



Cours B. Alpern

▲ ***Schiste bitumineux du Toarcien français (Creveney) : on observe, à droite, une section transversale de Tasmanites (fluorescence par réflexion, G = 480).***

— En *France,* l'industrie schistière est, semble-t-il, la plus ancienne du monde. Divers gisements ont été exploités au cours du XIXe siècle, puis, pour certains, repris pendant la dernière guerre. L'un des plus connus est celui d'Autun, exploité depuis 1893 et (avec des interruptions) jusqu'en 1957; les schistes y sont d'âge permien et associés avec des couches de boghead, riches en huile, mais peu épaisses (25 cm). Le faisceau principal, dit « des Thélots », était exploité en mine souterraine et comprenait une dizaine de couches dont quatre seulement contenant 60 à 100 litres d'huile/tonne de schistes furent extraites. Il y avait également un étage moyen, dit « de Comaille », avec une couche de 3 m de teneur 95 l/t et un étage inférieur dit « d'Igornay » contenant également trois couches. Au total, les réserves d'Autun auraient atteint 400 millions de tonnes jusqu'à 600 m de profondeur (Berthelot).

En dehors du bassin d'Autun, il faut citer également le bassin de l'Aumance (Allier), également du Permien, exploité dans le passé à Saint-Hilaire puis fermé en 1948. Les schistes bitumineux, de 1 à 2 m d'épaisseur avec une teneur de 80 l/t, sont au toit presque immédiat d'une couche épaisse de charbon encore exploitée à l'heure actuelle (Buxières-les-Mines).

En France, les schistes ont également été reconnus et exploités à Séverac-le-Château jusqu'en 1949 et à Créveney (près de Vesoul). Il s'agit là de schistes du Toarcien (Lias) appelés encore « schistes-cartons » du fait de leur fissilité, se présentant en bancs assez épais (28 m à la carrière de Créveney) mais à basse teneur en huile (35 à 50 l/t). Ces réserves d'huile seraient considérables (plus de 1 milliard de tonnes) et exploitables en partie à ciel ouvert. Les schistes affleurent tout autour de la cuvette parisienne, surtout à l'est dans la région de Nancy, puis se poursuivent au Luxembourg et en Allemagne, où ils ont également été exploités dans le passé (Wurtemberg).

Évolution diagénétique du charbon et prospection pétrolière

La liaison entre le degré d'évolution des charbons et les possibilités de trouver du pétrole liquide est connue depuis longtemps. L'Américain D. White a vu le premier, dès 1915, puis très bien expliqué en 1935 que les hydrocarbures liquides disparaissaient lorsque le rang des charbons associés dépassait un certain niveau défini à l'origine par un taux de carbone fixe de 65 % environ, correspondant à peu près à celui de nos charbons flambants. Cependant cette méthode impliquait la proximité de gisements de charbon et de pétrole dans les mêmes cuvettes sédimentaires, ce qui n'est pas le cas le plus fréquent. En outre, la corrélation impliquait l'extraction du charbon et son analyse chimique.

C'est l'application de la *méthode réflectométrique* à ce problème qui a permis à la relation découverte par White d'être pleinement développée et utilisée, comme c'est le cas à l'heure actuelle. Il existe, en effet, dans presque toutes les roches sédimentaires, assez de particules organiques pour que, après concentration et photométrage, elles indiquent le degré d'évolution diagénétique des sédiments qui les contenaient.

L'existence de bassins houillers et de couches de charbon constituées n'est donc plus nécessaire, la matière organique, *même dispersée finement,* jouant parfaitement son rôle de paléothermomètre géologique irréversible, donc à maximums. Autre avantage de la réflectométrie, les quelques fractions de gramme nécessaires à la mesure n'ont pas toujours besoin d'être extraites de la roche : on peut procéder à la mesure directe sur surface polie si la matière organique est assez abondante; en outre, la mesure est non destructive et peut être répétée de nombreuses fois si nécessaire. Dans le cas des roches très pauvres, les méthodes de concentration (macération palynologique ou par voie physique) sont presque toujours assez efficaces pour permettre une mesure statistiquement représentative. En général, cent points sont suffisants pour caractériser un niveau, surtout dans une succession continue bien inventoriée.

Presque toutes les roches devenant ainsi parlantes, il est possible et facile de calculer un gradient paléogéothermique en mesurant le $\Delta R/100$ m de sédiments, et de reconstituer l'épaisseur des terrains érodés lorsque les particules autochtones trouvées en surface sont déjà évoluées et impliquent une couverture aujourd'hui disparue.

Dans tous les cas, les mesures sont faites sur des particules de la famille huminite-vitrinite, et de préférence sur les gels (gélinite-collinite). On peut utiliser également la fluorescence des spores mais cette méthode est beaucoup plus récente (M. Teichmüller).

En utilisant la réflectométrie, on s'est aperçu que la « dead line » (ligne de destruction du pétrole liquide) de White correspondait à une réflectance de 0,8 % environ. Cette limite d'existence des gisements pétroliers a été l'objet de nombreuses discussions, et en particulier d'un Colloque international en 1973 (voir bibliographie). Actuellement, elle est plutôt située à la réflectance 1,35 % (Vassojevitch-Teichmüller) ; d'un autre côté, la *ligne de génération* des hydrocarbures liquides est placée le plus souvent à 0,5 % de réflectance, ce qui correspond à peu près à la limite optique entre les lignites et les houilles.

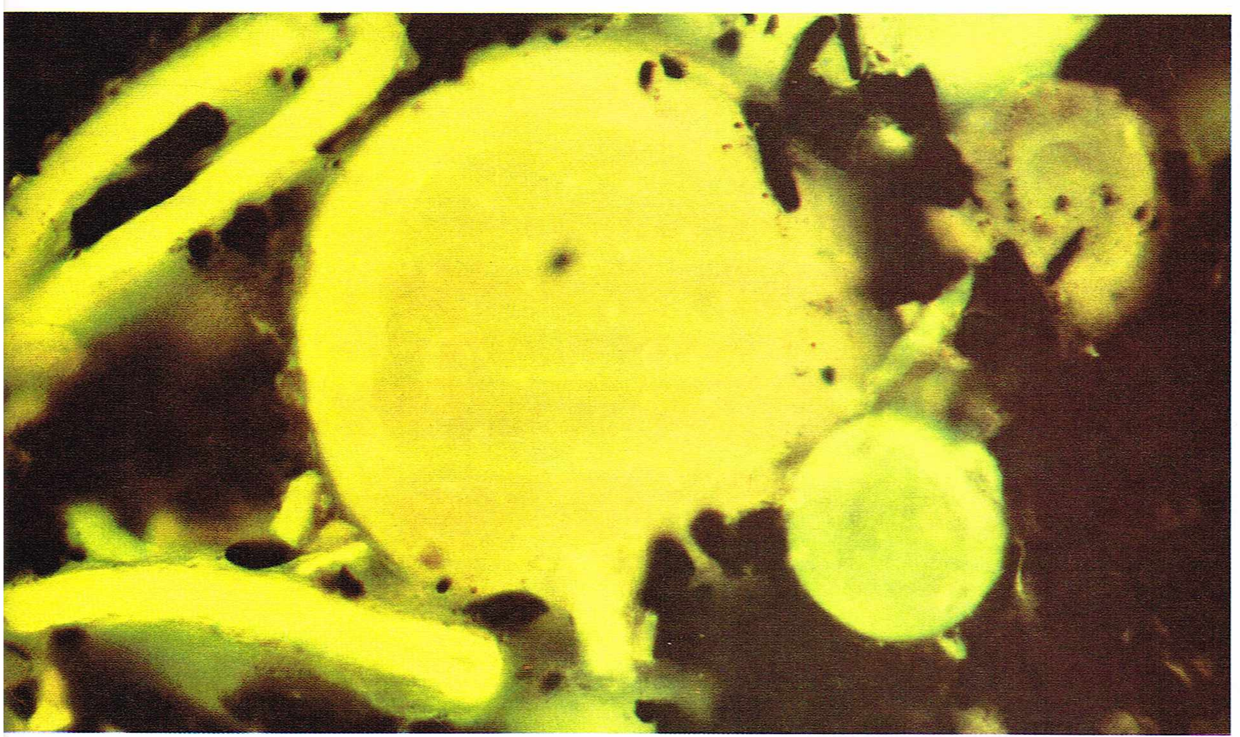
Entre ces deux lignes, de génération et de destruction, se situe la « *fenêtre pétrolière* », dont la position dépend de la température (approximativement entre 65 et 150 °C) et du temps. L'évolution des bassins houillers, comme celle des bassins pétroliers, ne dépend que de ces deux facteurs du métamorphisme général. La pression ne jouerait qu'un rôle secondaire ou même négatif (retardateur), tandis que le métamorphisme de contact ne produirait que de minimes anomalies locales (transformation en coke).

Du fait de l'importance primordiale de la température, la conductivité thermique des sédiments minéraux encaissants joue évidemment un rôle non négligeable dans la diagenèse organique. La fenêtre pétrolière est d'autant plus vite atteinte que le degré géothermique est plus fort. Ainsi, pour atteindre 60 °C, il ne faut que 600 m de sédiments, si la température augmente de 10 °C/100 m. Avec un degré géothermique moyen de 3 °C/100 m, 2 000 m de couverture sont nécessaires.

Inversement, la disparition des hydrocarbures liquides par « craking » thermique et transformation en gaz se produit d'autant plus vite que le degré géothermique est fort.

La même méthode peut être appliquée à la recherche du gaz dont l'existence est reconnue jusqu'à des niveaux d'évolution diagénétique nettement plus élevés.

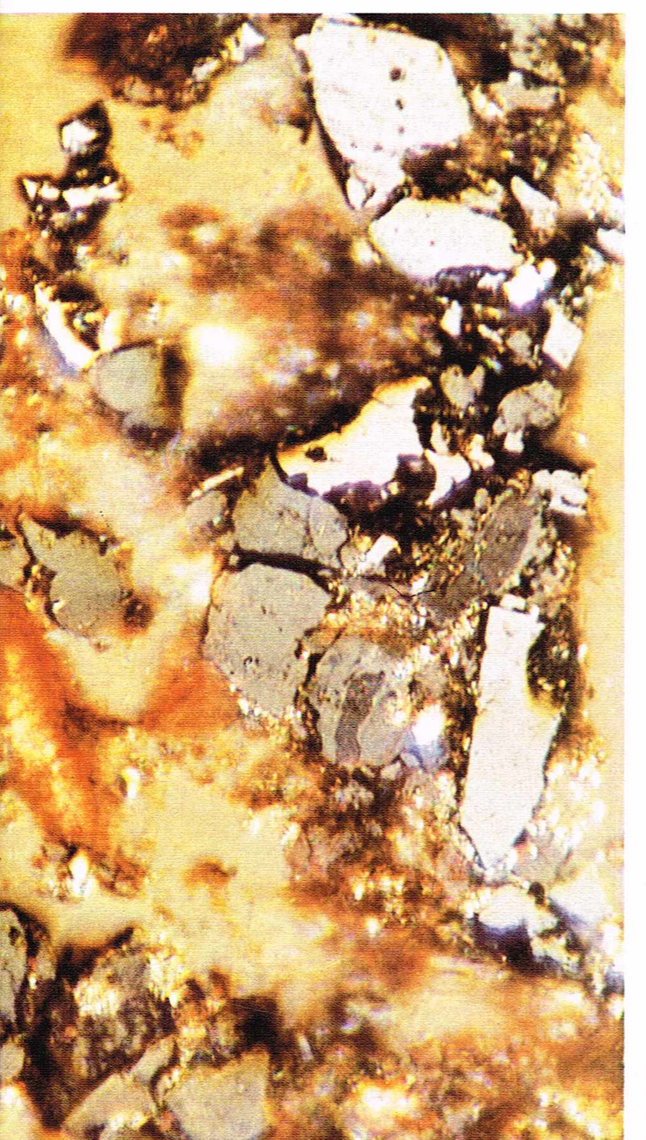
En résumé, par le biais de la matière organique dispersée, les lois de la diagenèse des charbons fournissent un outil de première valeur pour la prospection du pétrole et du gaz.



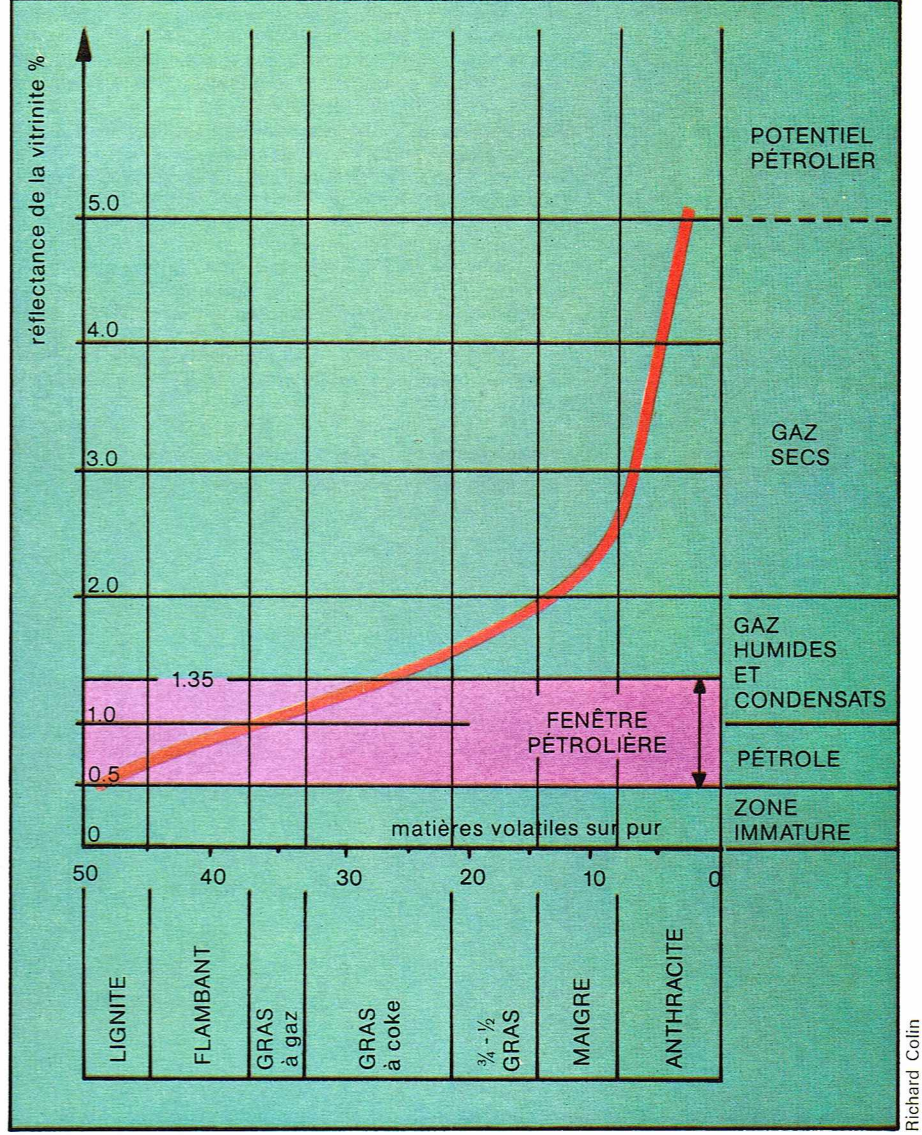
◀ *Concentré de* **Tasmanites** *préparé à partir d'un schiste bitumineux du Toarcien français (fluorescence par réflexion, G = 480).*

Cours B. Alpern

▼ *A gauche, concentré de gélinite (gris rougeâtre) et de vitrinite remaniée (grise) à partir de cuttings pétroliers (lumière réfléchie, immersion d'huile, G = 550).*
A droite, représentation graphique de l'évolution des charbons et du potentiel pétrolier.



B. Alpern



Richard Colin

Les hydrocarbures naturels

Cette appellation moderne rassemble les formes gazeuse, liquide et solide des substances naturelles combustibles constituées en très grande partie de composés d'*hydrogène* et de *carbone*. C'est à l'Antiquité que nous devons les termes d'usage courant. *Pétrole,* du latin *petroleum* (utilisé tel quel par les Anglo-saxons), est issu du grec πετρελαιοα = huile de pierre. *Naphte,* synonyme beaucoup plus désuet, est peu utilisé. Il dérive du grec νάφθα, qui l'empruntait déjà au babylonien *naptu*. En langage technique moderne — chez les raffineurs notamment, le mot *naphta* est cependant d'un emploi courant, mais il désigne les fractions légères de distillation, ou « essences » (jusqu'à 280 °C environ). *Asphalte,* qui désigne les produits visqueux et solides, est également issu de l'Antiquité chaldéo-babylonienne avant d'appartenir à la langue grecque : ασφαλτος. Quant au *bitume,* du latin *bitumen,* il dérive du celte ; c'est un synonyme d'asphalte.

Tous ces termes courants sont marqués d'une imprécision évidente. Ils correspondent à un vocabulaire traditionnel en usage depuis toujours, mais sont souvent inadéquats dans le contexte de nos connaissances actuelles. Par ailleurs, le langage professionnel désigne le produit de départ sous le nom de « pétrole brut », et plus souvent encore de « brut » tout court, ou simplement d' « huile » (« crude » et « oil » en anglais).

Aperçu historique

En certaines contrées du monde, les hydrocarbures naturels se manifestent spectaculairement à la surface du sol sous la forme de feux éternels, de sources de pétrole et de bitume, ou encore d'épanchements de ces mêmes produits à la surface d'étangs et de lacs.

L'Humanité préhistorique ne peut pas avoir ignoré ces produits. Au contraire, tout laisse supposer que l'imagination de ces hommes a été frappée par des manifestations aussi insolites, et que leur sens pratique a été sollicité par les propriétés de l'asphalte et du naphte.

Aussi, dès les premières lueurs de l'Histoire trouve-t-on diverses allusions à ces phénomènes. Dans le *Livre des Morts,* qui remonte au début de la civilisation égyptienne (Ire dynastie, vers 2 800 avant J.-C.), il est question de lacs de feu, de bassins de flammes, dans un paysage d'opulentes cultures et de hautes montagnes. Le pays légendaire ainsi décrit pourrait, selon certains auteurs, désigner la région caucasienne d'où serait issu le peuple égyptien avant sa migration vers le Nil. Il existait en effet au Caucase et dans la région de Bakou (presqu'île d'Apscheron) des « fontaines ardentes » et des « feux perpétuels » comme à Baba Gurgur (près de Kirkouk, en Irak).

On trouve dans la littérature égyptienne de nombreuses mentions de l' « huile verte », l' « huile sacrée », l' « huile de la pierre noire ». La notion d'huile minérale était donc assez familière à ce peuple depuis l'Ancien Empire, de même que le bitume *(menenini),* ou « huile phénicienne », dont le principal usage était la momification des défunts. Le port exportateur vers l'Égypte était Byblos (au nord de l'actuel Liban), mais le produit provenait probablement du Caucase et également de la mer Morte (ou lac Asphaltite) en pays de Canaan. Ce gisement, un des plus fameux de l'Antiquité, se limitait à la moitié sud du lac. Selon Diodore de Sicile, « tous les ans une masse d'asphalte solide formant une île plus ou moins importante surgissait du milieu du lac Asphaltite. Les riverains se disputaient alors le butin pour en faire commerce ». La tradition biblique rapporte qu'en ces mêmes lieux s'élevaient, dans une vallée boisée, Sodome et Gomorrhe entourées de douze autres villes, soudain détruites par des tremblements de terre et l'éruption de matières ignées, d'eaux brûlantes, bitumineuses et sulfureuses, avant d'être recouvertes par les flots.

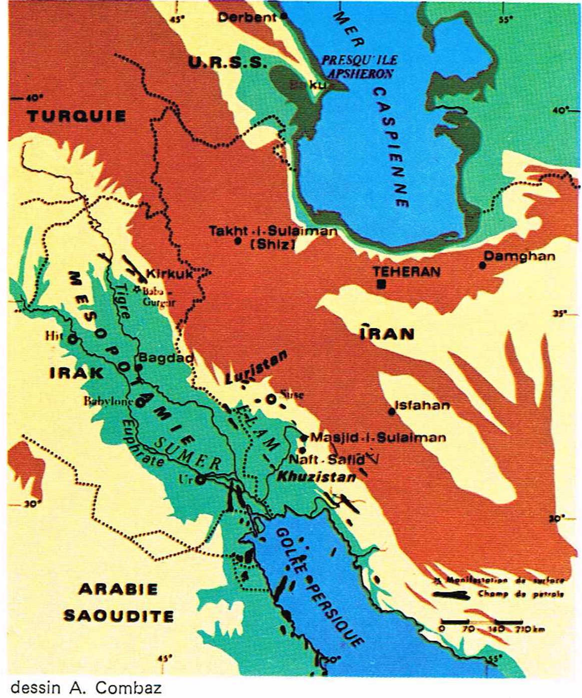
Autre berceau d'anciennes et brillantes civilisations, la Mésopotamie est riche en produits pétroliers qui se manifestent spectaculairement en surface. Depuis la plus haute antiquité historique, tant à Suse, à Ur qu'à Babylone, naphte et asphalte sont cités par les textes et observés dans les industries découvertes en ces lieux.

En Elam, dès les origines de Suse, probablement avant le IVe millénaire, on utilisait le bitume extrait des montagnes du Luristan et des confins du Khuzistan. Les briques des tombeaux sont souvent cimentées au bitume et les urnes funéraires recouvertes d'une couche de ce produit. Celui-ci servait aussi au scellement des outils dans leur manche comme au sertissage des pierres précieuses en joaillerie. On l'utilisait encore pour assurer l'étanchéité des récipients et des adductions, ainsi que pour calfater les embarcations.

A Babylone, l'asphalte servait surtout dans le bâtiment, comme ciment entre les pierres ou les briques. Les fameux murs de Babylone et sa célèbre tour étaient construits de la sorte. Selon Xénophon, les portes des maisons de cette ville étaient faites de bois de palmier enduit de bitume. En outre, l'asphalte était utilisé sec comme combustible et comme moyen d'éclairage. Il servait encore au revêtement des chaussées.

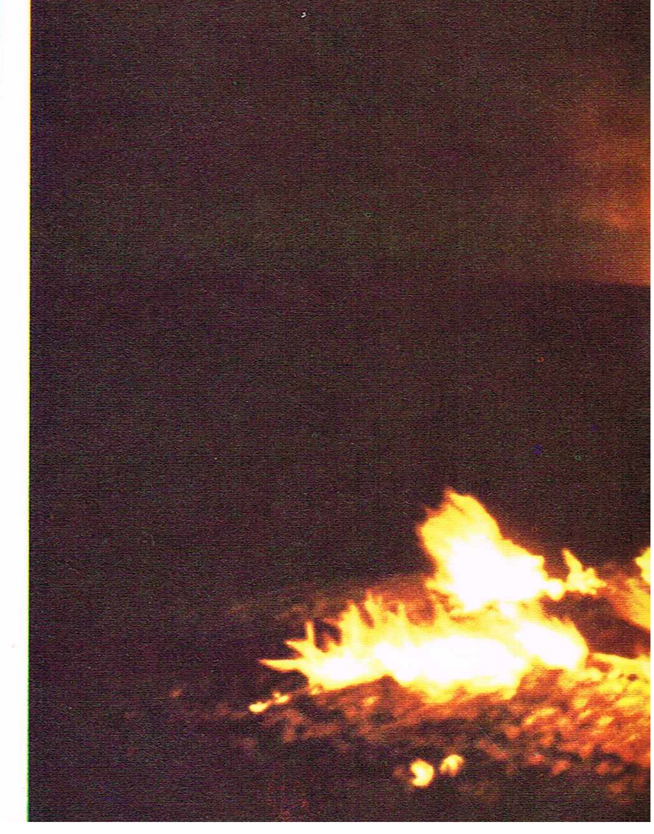
Dans ces régions, l'exploitation du bitume et du naphte remonte certainement à la préhistoire. Les réserves de surface étaient relativement abondantes sur des sites tels que Baba Gurgur (sources, suintements et feux éternels), Hit (lacs d'asphalte, etc.).

Cependant, à Wadi Maghara (Basse-Mésopotamie), on peut observer les traces d'une exploitation par chambres



dessin A. Combaz

▶ *Le cœur du Moyen-Orient pétrolifère de l'Antiquité à nos jours.*



et piliers, à plus de 100 m de profondeur, ce qui laisse penser que les Anciens ont dû être d'excellents mineurs.

L'un des témoignages les plus célèbres de l'emploi du bitume dans ces régions est celui qui a trait au Déluge survenu vers 2 500 av. J.-C. Dans l'épopée de Gilgamesh, Khasis-Atra, le Noé de la tradition hébraïque, prévenu par les Dieux, construit un navire suivant leurs indications précises, notamment en ce qui concerne le calfatage de la coque de l'Arche par le bitume, sur ses faces interne et externe.

Les Hittites connaissaient également l'usage de l'asphalte, dont ils faisaient des vases destinés au vin et à la bière, des statuettes, etc. Quant aux autres peuples de l'Antiquité moyen-orientale, ils ne semblent pas avoir eu la même pratique des hydrocarbures naturels. Parfois, en Canaan comme en Babylonie, on entourait les défunts de nattes imprégnées de bitume pour la crémation. Plus tard, vers la fin de leur histoire, les Carthaginois ont pratiqué, seuls parmi les Sémites, l'embaumement de leurs morts, en utilisant l'asphalte à l'instar des Égyptiens.

Rappelons encore qu'en Perse, dès les premières civilisations, les feux naturels, considérés comme des manifestations divines, sont devenus des lieux sacrés et ont fait l'objet de culte (Adorateurs du feu). Feu et lumière apparaissent comme des notions dominantes de ces religions. Aussi des temples ont-ils souvent été construits autour de ces feux *axvarishank*, c'est-à-dire « qui s'entretiennent eux-mêmes ». (Il s'agit bien entendu d'émissions permanentes de gaz naturel enflammé.) On a retrouvé leurs ruines à Bakou, à Damghan (250 km à l'est de Téhéran), à Takht-i-Sulaiman (Shiz) au nord-ouest de Téhéran, etc.

Les Antiquités grecque et latine, si elles n'ont pas méconnu le naphte et le bitume, ne leur ont pas accordé le même intérêt que les peuples d'Orient. Les contemporains connaissaient cependant des sources de bitume (les Grecs nommaient « pissasphalte » ce produit qui avait à la fois les caractères de la « poix » et de l'asphalte) et même les feux éternels en Appolonie, à Zante pour la Grèce, et près d'Agrigente en Sicile. De nombreux auteurs (Hérodote, Aristote, Diodore de Sicile, Plutarque, etc.) en ont témoigné, et une drachme du Ier siècle av. J.-C. montre trois Nymphes faisant la ronde autour d'une source de pétrole enflammée. Quant aux produits eux-mêmes, tant chez les Grecs que chez les Romains, ils restent confinés à des emplois mineurs (magie, médecine, réparation de bateaux) sans commune mesure avec ce qui est évoqué plus haut à propos des civilisations du Moyen-Orient.

Cependant, les Arabes devaient hériter de l'expérience des peuples anciens. Ils apportèrent une attention particulière aux fractions légères et donc à l'art de distiller l'huile brute, qui avait été déjà décrit au Ier siècle après J.-C. par les alchimistes coptes. Du IIIe au VIe siècle ils firent des progrès considérables; au point de commercialiser la « gazoline » : dès le XIe siècle existait à Damas une véritable industrie de distillation. On mentionne à cette époque des stocks de 100 à 200 tonnes de « naphta » ou de gazoline au palais du Sultan du Caire. Outre l'usage d'un équipement déjà fort élaboré de distillation fait de pierre et de plomb, avec colonnes de fractionnement, etc., les Arabes pratiquaient une méthode dite *distillatio per discensorium*, appliquée directement aux roches asphaltiques, capable de « craking » et de distillation des produits pétroliers.

Pendant cette même période, l'art militaire des Byzantins, des Arabes et des Francs utilisait aussi abondamment cette arme incendiaire redoutable qu'est le « feu grégeois ». Au XIIe siècle, Saladin en usa largement contre ses adversaires; et au siècle suivant, en 1249, ses successeurs arrêtèrent Saint Louis devant Mansourah avec des moyens défensifs de même nature.

En Extrême-Orient, les Japonais exploitaient gaz et pétrole dès le VIIe siècle. Au XVIIe siècle, leurs puits, creusés par un ouvrier descendu au bout d'une corde, pouvaient atteindre 100 m de profondeur. Quant aux Chinois il semble qu'ils aient été d'excellents foreurs plusieurs siècles avant J.-C. Cherchant du sel en profondeur, ils rencontraient parfois du gaz naturel, qu'ils mettaient en exploitation en le captant par des tubes de bambou à partir de la tête de puits. Il servait à l'alimentation des chaudières des salines, à l'éclairage des rues et des halles. L'excédent était brûlé à l'air libre.



A. Combaz

▲ ***Récolte de bitume à la surface de la mer de Sicile (gravure du XVIe siècle).***

▼ ***Les « feux éternels » de Baba Gurgur; au fond, la lueur de la torche du Kirkuk (Irak).***

A. Combaz



A. Combaz

▲ ***Le colonel Drake devant l'un des tout premiers derricks, en 1859 (Pennsylvanie).***

En Europe, on connaît de petits gisements d'huile et de bitume à partir desquels prennent naissance de très petites industries locales dès le XVIe siècle en Italie (Modène), en Roumanie (Galicie), en Pologne (région subcarpathique), en Allemagne (Tegernsee, Weitz) et en France (Pechelbronn).

Sur le continent américain, des indices de pétrole sont observés à Cuba, au Mexique, au Pérou, en Bolivie et en Équateur; Sir Walter Raleigh décrit le fameux lac d'asphalte de la Trinité.

Au Proche-Orient, les sites célèbres de Hit et de Bakou, entre autres, sont également décrits. Le premier pétrole brut est importé en Hollande, de Sumatra, en 1632.

Dès le début du XVIe siècle, divers ouvrages ont décrit en détail les méthodes anciennes de production du pétrole et du bitume. On savait notamment creuser des puits de quelques dizaines de mètres de profondeur, dont les parois étaient maintenues par des fascines. Le pétrole y était puisé à l'aide de seaux de bois et conservé dans des cuves.

En 1694, en Grande-Bretagne, une usine de bitume extrayait déjà de l'huile à partir de roches bitumineuses par un procédé breveté. C'est de cette époque que datent les premiers travaux scientifiques sur la nature et l'origine des substances bitumineuses. Cependant, la demande était très limitée, et les produits extraits voyaient leur emploi limité à la peinture, au calfatage des navires, à la médecine, et parfois à l'éclairage et à la lubrification. Le XVIIIe siècle en Europe, qui voit l'aube de la révolution industrielle, entrevoit maintes applications pour les produits bitumeux. Le Grec d'Eyrinis est l'apôtre de ces idées. On découvre d'autre part de nouveaux gisements en Birmanie, en Chine, en Amérique du Nord.

Enfin, sur le plan scientifique, la plupart des théories modernes sur l'origine du pétrole circulent déjà à l'état embryonnaire vers le début du XIXe siècle. Dans la région de Modène, en Italie, une industrie pétrolière est déjà née. Depuis le XVIIIe siècle, fonctionnent une petite installation de raffinage en cuivre et des pipe-lines. Le brûleur d'Argand, inventé en 1784, permet une meilleure utilisation du pétrole pour l'éclairage. Vers 1800, plusieurs villes du nord de l'Italie sont éclairées par ce moyen.

En Pologne, dès 1815, les rues de deux villes, Drohobycz et Preuag, sont éclairées au pétrole lampant. En 1853, l'apothicaire Lukasiewicz améliore beaucoup ce produit et la lampe qui l'emploie.

En France, sous l'impulsion du comte de Sassenay, puis de Malo, se développe l'asphaltage des rues et des routes à partir notamment des calcaires asphaltiques de Seyssel (Haute-Savoie) et du Val Travers (Jura suisse), exploités dès 1837. Après Paris et Londres, plusieurs villes d'Allemagne acquièrent des rues asphaltisées. Divers gisements en Italie, en Grande-Bretagne, etc., sont alors mis en exploitation.

Le premier sondage pétrolier est effectué en France à Pechelbronn (1812). L'industrie locale qui en résulte comporte tous les stades de l'exploitation à la distribution. Les schistes d'Autun sont exploités à leur tour pour produire du pétrole lampant, des lubrifiants et du gaz d'éclairage (avec lequel Dijon est entièrement éclairé dès 1837).

Par distillation on produit également de la paraffine, destinée surtout à la fabrication de bougies (1860). Mais l'utilisation du pétrole lampant, qui se développe rapidement, exige des productions croissantes de pétrole brut. Sous la pression de cette demande, les concessions vont se multiplier, en France (dans la région d'Autun), en Grande-Bretagne, etc., tandis qu'aux États-Unis le colonel Drake, en 1859, ouvre la voie à la recherche et à l'exploitation des champs de pétrole souterrains avec sa découverte de Titusville, à 26 m de profondeur. Six ans plus tard, dans l'est des États-Unis, on ne comptait pas moins de 190 raffineries produisant du pétrole lampant (ou « kérosène »).

Une première cargaison de pétrole brut américain est raffinée en France en 1860 par Charles Despeaux, bientôt suivi par divers autres industriels. La production principale était alors le pétrole lampant. Jusqu'en 1900, les raffineurs écoulaient difficilement leur essence, dont les emplois se limitaient au dégraissage des étoffes, aux « lampes-Pigeon » et comme solvant des peintures et vernis.

Outre son usage principal pour l'éclairage, le pétrole raffiné commence à servir de combustible pour la propulsion des locomotives et des bateaux. Dès 1868, on procède à des essais de chauffe rudimentaires. Commençant par le pétrole lampant, on essaie des produits de plus en plus lourds; en 1869, l'Allemand Otto Lenz invente le premier brûleur à pulvérisation, auquel s'intéresse immédiatement la marine. Celle-ci pourra ainsi doubler le rayon d'action de ses navires à poids égal de combustibles et, dans de bien meilleures conditions d'emploi, réduire le nombre d'escales. Ainsi, la marine britannique, dès 1910, décide sa transformation, bientôt suivie par toutes les marines de guerre, puis par les flottes de commerce. En même temps va se développer l'emploi industriel et domestique de ce nouveau combustible, qui concurrence directement le charbon et le bois, en présentant d'évidents avantages d'économie, de propreté, de souplesse et de facilité d'alimentation ainsi que de stockage.

A côté du fuel, l'essence voit s'ouvrir un marché de plus en plus large avec le développement, d'abord timide, de l'automobile à la fin du XIXe siècle. Elle constitue bientôt la demande prépondérante, et il devient nécessaire d'adapter les procédés de raffinage (craking) pour augmenter sa production au détriment des termes plus lourds, notamment du pétrole lampant, dont l'emploi régresse avec l'avènement de l'éclairage électrique.

L'apparition du transport aérien requiert un nouveau type de carburant, tandis que les perfectionnements techniques du moteur automobile exigent un « indice d'octane » très élevé. Ainsi, les supercarburants sont mis sur le marché. Puis, vers 1930, intervient le moteur Diesel, consommateur modeste et efficace de produits lourds (gas-oil) moins taxés, qui va s'imposer sur route, sur rail et sur mer.

En même temps, les huiles minérales conquièrent le marché des lubrifiants au détriment des huiles végétales. D'abord tributaire de la Russie et des États-Unis, d'où elle importe ses huiles minérales de graissage, la France construit à partir de 1928 des raffineries capables de produire toute la gamme des produits pétroliers nécessaires à ses besoins.

Après la Seconde Guerre mondiale, l'avènement des moteurs à réaction révolutionne l'aviation, et un nouveau type de carburant, le kérosène, prend la vedette. Il embrasse la gamme des distillats compris entre les essences lourdes et les gas-oils légers.

Dernier-né des grands emplois industriels, la pétrochimie, depuis un peu plus de dix ans, connaît un développement rapide à partir de produits analogues, dans la catégorie des « naphta », ou de composés particuliers tels que les aromatiques, également issus des pétroles bruts.

Parmi les hydrocarbures légers, le propane et le butane, aisément liquéfiables par compression, sont commercialisés et largement répandus dès 1922 aux États-Unis, dix ans plus tard en Europe, puis dans le reste du monde. Quant aux gaz les plus légers, le méthane et l'éthane, souvent associés aux gisements de pétrole, mais constituant aussi parfois d'immenses champs de gaz sec, ils vont progressivement trouver un emploi industriel et domestique comme source d'énergie. Le gaz naturel se substitue progressivement au gaz de houille du fait de l'importance des champs découverts (en Europe : Lacq, Groningue, mer du Nord), de son pouvoir calorifique élevé et de son moindre coût. La première exploitation, en Occident, avait débuté en 1821 dans l'État de New York. En 1872, une conduite en tubes métalliques est posée entre Titusville et Newton (Pennsylvanie). Progressivement les usages se répandent et les installations se multiplient : en 1890, la production commercialisée atteint 7 Gm^3/an (milliards de m^3). En 1938 elle est de 65 Gm^3/an pour les seuls États-Unis alors qu'elle n'est que de 73 Gm^3/an pour l'ensemble du monde.

Les hydrocarbures dans la vie moderne

Jusqu'à la fin du XIXe siècle, rien ne laissait supposer, au cours de la longue histoire des hydrocarbures, l'immense importance qu'ils allaient prendre au cours de notre siècle. De simple matière première pendant des millénaires, ils sont finalement devenus le symbole même de l'énergie dont dépend notre vie quotidienne et peut-être même le sort de l'Humanité. Si la révolution industrielle s'est accomplie au cours du XIXe siècle grâce au charbon, la vertigineuse évolution technologique du XXe siècle est largement due au développement de l'industrie pétrolière.

Ainsi, c'est aux hydrocarbures, énergie primaire beaucoup plus souple et condensée que le charbon, que l'on doit :

— la généralisation des moyens de transport autopropulsés sur terre (automobiles, camions, etc., et corrélativement le développement considérable des réseaux routiers asphaltisés), dans les airs (avions à moteurs et à réacteurs) et sur mer (navires abandonnant le charbon pour le fuel) ;

— le développement de l'agriculture grâce à la mécanisation des outils aratoires et notamment grâce aux tracteurs ;

— l'accroissement des moyens de production industrielle par l'emploi du fuel et du gaz naturel ;

— l'amélioration du confort domestique par le chauffage au fuel et au gaz naturel ;

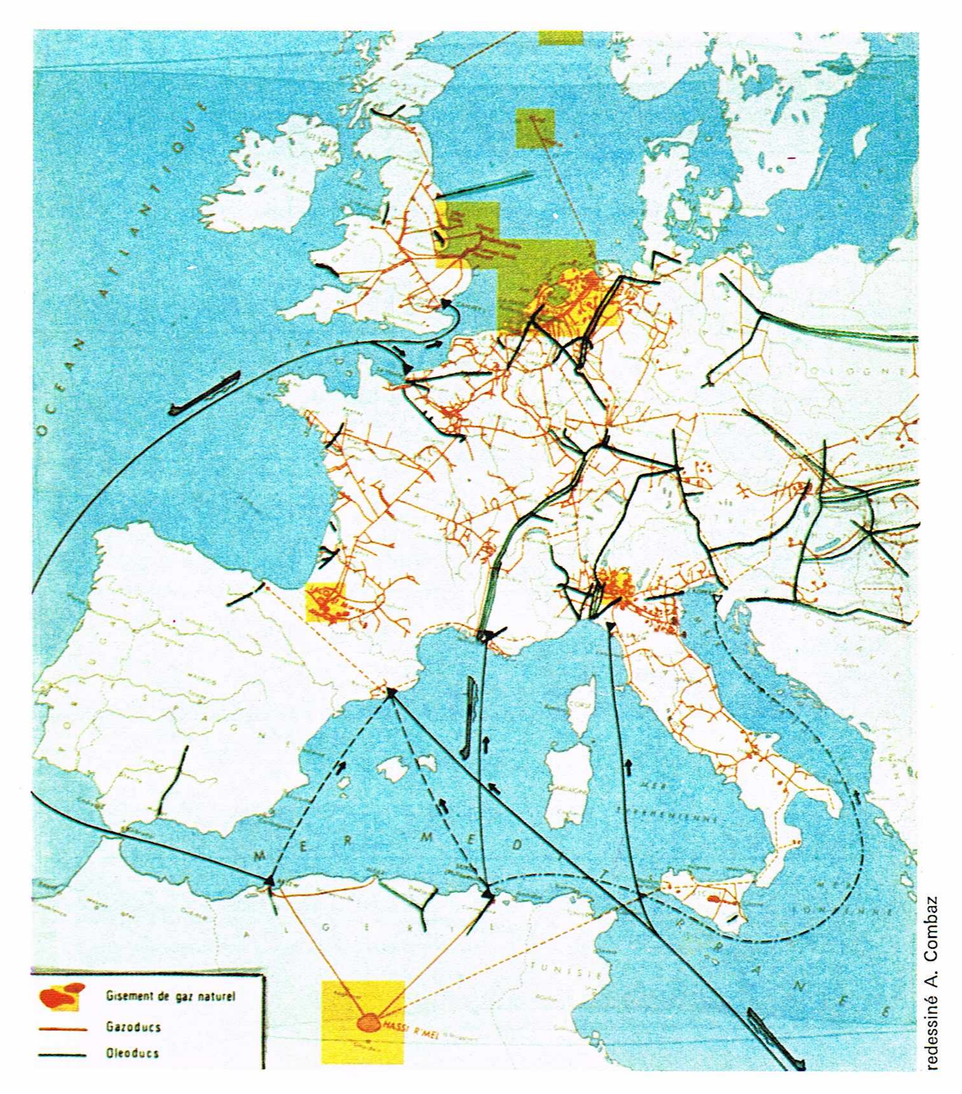
— le développement de la chimie des dérivés du pétrole et l'introduction de l'industrie du plastique, etc.

La vie des sociétés industrialisées en a été profondément transformée, et à un rythme sans précédent. Depuis ces vingt-cinq dernières années en particulier, le monde est en proie à une véritable soif de pétrole.

Les hydrocarbures naturels ont donc été, et demeurent plus que jamais, un des moteurs déterminants de la vie contemporaine depuis le début du siècle, tant dans la paix que dans la guerre. Si l'on considère leur rôle vital dans les nations modernes, les réseaux de distribution où ils circulent dans le monde, alimentant les zones de consommation, par gazoducs, oléoducs, tankers et méthaniers, ils sont véritablement devenus le « sang noir » de la Terre des Hommes. Leur recherche, qui exige des investissements de plus en plus importants (près de 200 milliards de francs de 1966 à 1975), reste cependant très aléatoire (15 % de succès en moyenne). Aux risques techniques s'ajoutent les risques politiques (guerres, nationalisations). Cela implique que toute société pétrolière est vouée au gigantisme ou à la disparition, sauf si elle jouit de la protection spéciale d'un État. Elle nécessite donc un chiffre d'affaires et des profits très importants.

Jusqu'à ces dernières années, à part des mesures conservatoires pour les gisements de leurs propres territoires, les États intervenaient peu dans le jeu mondial des grandes compagnies pétrolières. Mais ce temps est désormais révolu. Les anciennes colonies productrices sont devenues des États indépendants dont la politique est désormais en conflit avec celle des compagnies, qui ne connaissent plus guère que des contrats en exploitation conjointe ou des contrats d'entreprise. Les compagnies ne sont plus alors que de simples prestataires de services dans les domaines technique, commercial et financier.

Après les crises de 1970-1971 et surtout de 1973-1974, à l'issue desquelles l'organisation des pays exportateurs (OPEP) a décidé unilatéralement de l'augmentation du coût du brut, jusqu'à son quadruplement, une situation de crise mondiale aiguë s'est installée entre les pays exportateurs et consommateurs. Une telle situation, qui met en péril l'équilibre économique du monde, doit nécessairement conduire à une négociation globale qui tienne compte non seulement des intérêts des interlocuteurs directs, mais aussi de ceux des pays du Tiers monde non producteurs. Leur développement serait, en effet, à jamais interdit sans un accès abordable aux sources d'énergie primaire.



▲ ***Le réseau (gazoducs et oléoducs) des approvisionnements en hydrocarbures de l'Europe occidentale (1973)* [*d'après* Pétrole 73, *C. P. P.*].**

Nature des hydrocarbures naturels

***Les hydrocarbures* stricto sensu**

Pour les chimistes, les hydrocarbures, ou carbures d'hydrogène, correspondent à une famille de substances très étendue exclusivement constituées, par définition, de carbone et d'hydrogène.

Le composé le plus simple est le méthane CH_4 ; toutes les valences du carbone y sont saturées par un atome d'H. Les choses commencent à se compliquer dès que la molécule compte deux atomes de carbone.

L'éthane C_2H_6 :

```
    H  H
    |  |
 H—C—C—H,
    |  |
    H  H
```

ne compte que des liaisons simples entre les C ; c'est un *carbure saturé,* comme toutes les substances ayant cette caractéristique, quel que soit le nombre des atomes de référence (carbone).

Certaines chaînes sont linéaires (structure aliphatique) :

—C—C—C ... C—.

Ce sont les paraffines normales, ou *n-alcanes.* D'autres sont plus ou moins ramifiées :

```
      C
      |
  —C—C—... C—,
      |
      C
```

Ce sont les iso-paraffines, ou *iso-alcanes.* D'autres encore sont cyclisées, les *cyclo-alcanes* (ou « cyclanes », ou encore « naphtènes ») :

```
      C
    /   \
  —C     C—,
   |     |
   C-----C
```

pouvant comporter une (ou plusieurs) chaîne latérale linéaire ou ramifiée

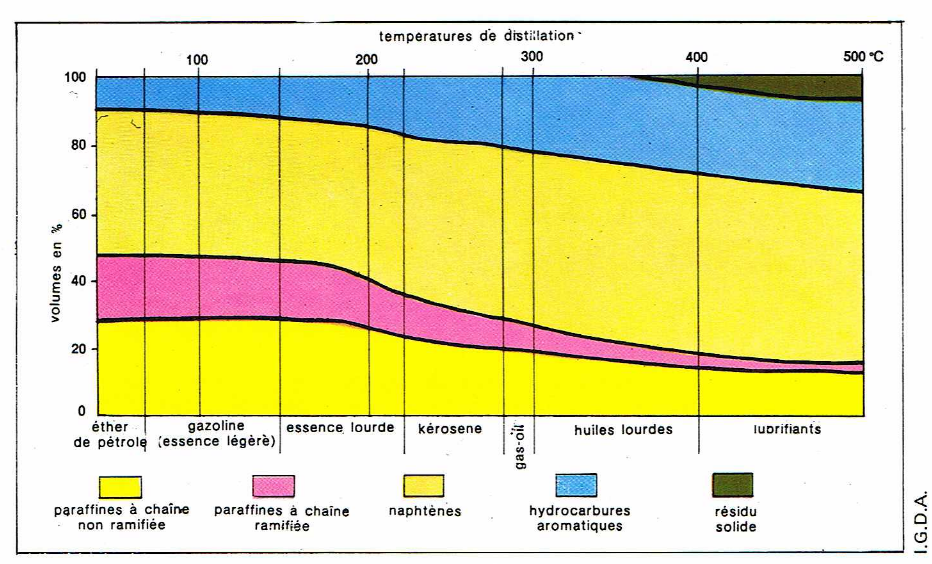
```
(cycle)—C—C—C—.
```

Si les chaînes carbonées comportent une ou plusieurs doubles (oléfines), voire triples liaisons :

—C=C—C— et —C—C≡C—,

on a affaire à des *hydrocarbures insaturés,* encore nommés *alcènes,* pour rendre compte des doubles liaisons, et *alcynes,* s'il y a des triples liaisons. Dans le cas des cycles à trois doubles liaisons, les substances correspondantes sont les *hydrocarbures aromatiques.*

	Température de distillation en °C	Nombre d'atomes de carbone
– Gaz	–161,5° – 88,6°	C_1 C_2
– Gaz condensables	–42° – 0,5°	C_3 C_4
– Éther de pétrole	20- 70°	C_5 -C_6
– Essences	80-180°	C_6 -C_{10}
– Kérosène	180-240°	C_{10}-C_{13}
– Gas-oil	240-350°	C_{14}-C_{20}
– Fuel lourd - Mazout	350-500° et plus	C_{21}-C_{35+}
Distillation sous vide		
– Lubrifiant léger	350-400°	C_{20}-C_{24}
– Lubrifiant moyen	400-450°	C_{24}-C_{31}
– Lubrifiant lourd	450-500° et plus	C_{31}-C_{45}
Résidu		
– Bitume pour usage routier	> 500°	> C_{45}



▲ En haut, tableau des classes de composés du pétrole obtenues par distillation fractionnée. En bas, composition moyenne des diverses fractions obtenues par distillation des pétroles (d'après Levorsen).

Bien entendu, tous les cas de figures évoqués jusqu'ici peuvent se combiner entre eux, et/ou à d'autres composés organiques. Aussi le champ des substances possibles est-il considérable.

Composition des « hydrocarbures naturels »

En ce qui concerne les *hydrocarbures naturels,* il s'agit précisément de mélanges très complexes. Si les composés ne comportant que des atomes de C et H sont largement majoritaires, ils sont cependant toujours accompagnés de composés dits « hétéroatomiques » comportant, en nombre variable, des atomes d'oxygène, d'azote, de soufre, mais aussi, à l'état de traces, des métaux divers tels que vanadium, fer, cuivre, molydbène, chrome, etc.

En ce qui concerne l' « insaturation », il n'existe pas de composés naturels dans les pétroles comportant des triples liaisons. Toutefois, on rencontre fréquemment les doubles liaisons dans les molécules cycliques (composés aromatiques), mais très rarement dans les molécules linéaires : hydrocarbures éthyléniques, ou oléfines.

Le pétrole est donc un mélange complexe de très nombreux composés correspondant à des arrangements différents des atomes de carbone (isomères) et à des combinaisons plus ou moins complexes entre molécules. Dans la série la plus simple, celle des *alcanes,* le nombre d'isomères théoriquement possibles croît très vite en fonction du nombre de C de la molécule : de C_1 à C_3, 1 isomère ; C_4, 2 isomères ; C_5, 3 isomères ; C_{10}, 75 isomères ; C_{20}, 366 319 ; C_{30}, 4 111 346 763 ; C_{40}, 62 491 178 805 831.

Bien que tous ces types théoriques de molécules n'existent pas simultanément dans les pétroles, on imagine quel nombre considérable de composés différents on peut atteindre, si l'on ajoute les composés au-delà de C_{40}, les autres familles de constituants du pétrole et les diverses combinaisons possibles entre les termes de ces familles...

Pratiquement la connaissance de la composition d'un pétrole comporte deux étapes : la distillation fractionnée, chère aux raffineurs ; l'analyse chimique par diverses méthodes complémentaires.

La *distillation fractionnée* sélectionne des classes de composés en fonction de leurs températures d'ébullition, lesquelles croissent en gros selon les poids moléculaires. Les « coupes », ou « fractions », obtenues correspondent aux divers produits d'usage courant (tableau ci-contre, en haut).

Chaque fraction contient de nombreux composés, différenciés selon leurs critères physiques. Du point de vue chimique par contre, les familles fondamentales restent d'autant plus mêlées que les fractions sont plus lourdes.

L'*analyse chimique* s'adresse le plus souvent non au pétrole brut mais aux « coupes » de distillation qui représentent déjà une certaine sélection. Les principales techniques mises en œuvre sont la chromatographie en phase gazeuse et liquide, et la spectrométrie de masse, qui permettent l'identification des composés moléculaires dont l'étude va suivre.

Les alcanes

De formule générale C_nH_{2n+2}, les alcanes acycliques se subdivisent en :

— *alcanes normaux* à chaîne linéaire ;

— *iso-alcanes* à chaîne plus ou moins ramifiée, parmi lesquels on distingue le groupe particulier des « isoprénoïdes », qui porte un groupement méthyle (—CH_3) sur chaque 4[e] atome de carbone (C_{15} = farnesane, C_{19} = pristane, C_{20} = phytane, etc.) ; leur structure typique les apparente aux chaînes phytol, habituellement greffées sur les prophyrines du type chlorophylle, etc. ;

— *cyclo-alcanes (ou cyclanes, ou naphtènes)* $C_n H_{2n}$, formés de cycles comportant théoriquement 3 à 8 atomes ; dans le pétrole on en connaît surtout :

en C_5 (le cyclopentane)

en C_6 (le cyclohexane)

ainsi que leurs homologues méthylés et à chaîne latérale ; il existe également de nombreux composés polycycliques :

bicyclo-octane décaline

Certaines structures particulières telles que les *stéranes* (tétracycliques) et les *triterpanes* (pentacycliques) sont considérées comme de véritables « fossiles géochimiques » car elles témoignent de leur origine biologique.

cholestane hopane

Les alcènes

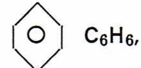
De formule générale C_nH_{2n}, les alcènes, de structure linéaire, sont des produits très rares. Leur insaturation est un état d'instabilité peu compatible avec les immenses durées géologiques. Au cours des milliers d'années en effet, les échanges chimiques sont suffisamment nombreux pour que les composés en présence aient atteint des états stables. C'est pour cette raison qu'on n'observe pas d'alcynes (encore plus instables) dans les pétroles.

Les aromatiques

Ce sont les composés cycliques à 6 atomes de C, avec trois doubles liaisons conjuguées qui leur confèrent des propriétés spéciales et notamment une grande stabilité (délocalisation des électrons π).

On distingue :

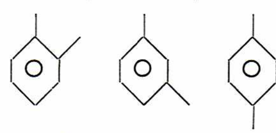
— les *monoaromatiques* C_nH_{2n-6} :
le chef de file de cette série est le benzène,



qui comporte divers homologues méthylés, ou *alkylaromatiques*, tels que le toluène

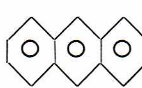
CH_3

et les xylènes — ortho-, méta- et para-...



— les *polyaromatiques* (ou aromatiques polycycliques) constituent une large famille avec les *diaromatiques* tel le naphtalène

et les *triaromatiques* avec

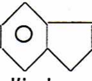


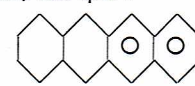
l'anthracène et le phénanthrène.

Les noyaux aromatiques peuvent non seulement augmenter en nombre, mais également comporter d'autres arrangements entre eux, et des chaînes latérales.

En outre, les familles des cyclanes et des aromatiques, en combinant leurs termes, donnent naissance à une nouvelle famille :

— les *cyclano-aromatiques*, tels que :





l'indane l'octahydropentacène,

comprennent les *stéroïdes*, comportant 1 cycle à double liaison et 3 cycles saturés, et les *triterpénoïdes*, comportant 5 cycles plus ou moins saturés.

Tous les composés évoqués jusqu'ici, qui forment la fraction principale du pétrole, sont des hydrocarbures *stricto sensu* dans la molécule desquels n'entrent que des atomes de carbone et d'hydrogène. Il existe, en plus, de très nombreux composés comportant de l'oxygène, de l'azote, du soufre et divers métaux. Ils font figure d'impuretés. L'analyse élémentaire des pétroles révèle les compositions suivantes :

C	H	O	N	S	Métaux
82,0 à 86,5 %	10,0 à 13,6 %	0,01 à 3,5 %	0,03 à 1,2 %	0,06 à 5,5 %	1 à 2 000 ppm

Les composés oxygénés

Ils se rattachent à quelques grandes familles principales :

— les *acides gras* $CH_3(CH_2)_nCOOH$;

— les *acides naphténiques* avec un ou plusieurs cycles en C_5 ou C_6

... COOH COOH

(aromatiques ou saturés) et avec, ou sans, chaînes latérales; leur teneur dans les pétroles varie de 0,03 à 2, voire 3 % ;

— les *phénols* OH

CH_3 métacrésol ;

— les *alcools* CH_3 CH_3 HO cholestérol

La plupart de ces produits présentent un intérêt génétique; d'autres peuvent résulter de l'oxydation des pétroles.

Les composés azotés

Ils se rattachent essentiellement à deux groupes de substances : à azote basique et à azote non basique.

— *Composés à azote basique :*

R—CO—NH_2 : amides

R—NH_2, R—NH—R', R—N(R')—R'' : amines

R—CH(NH_2)—COOH : acides aminés.

— *Composés à azote non basique :*

Nitriles : R—C ≡ N

Hétérocycles azotés

monocycliques :

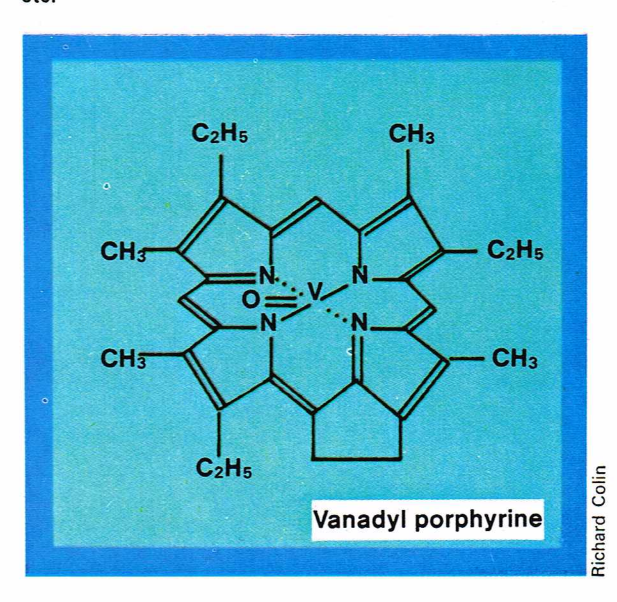
en C_4 pyrrole et en C_5 pyridine

polycycliques :

quinoléine indol carbazole

et leurs dérivés méthylés et avec chaînes latérales.

Ces substances, qui n'existent pas dans la nature à l'état libre, semblent résulter de la dégradation thermique de molécules beaucoup plus complexes. Parmi celles-ci, certaines sont observées parfois en relative abondance dans les pétroles : ce sont les *porphyrines* dérivées des pigments biologiques, tels que la *chlorophylle*, l'*hémine*, etc.



Richard Colin

◀ ***Structure de la vanadyl porphyrine.***

Les composés soufrés

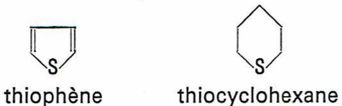
Le soufre existe même parfois à l'état dissous (pétroles d'Égypte, de l'ouest du Texas), et l'H_2S entre parfois dans la composition du gaz naturel. Mais le plus souvent on observe :

— des *sulfures* (R CH_2—S—CH_2R' : monosulfures ; R CH_2—S—S—CH_2R' : disulfures) ;

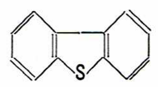
— des *mercaptans* R—CH_2—SH

SH SH

— des *thiophènes*



thiophène thiocyclohexane benzothiophène



dibenzothiophène

et diverses combinaisons entre ces molécules.

Les processus de formation des huiles soufrées ne sont encore pas vraiment élucidés. L'introduction du soufre peut se faire soit au stade primaire, à partir de la matière première des hydrocarbures, soit secondairement par action de l'H_2S et du S sur le pétrole déjà formé.

Composés azotés et composés soufrés sont tous indésirables dans les pétroles, d'où la nécessité de les éliminer par des traitements spéciaux (hydrogénation, etc.). A défaut de quoi, ils seraient responsables non seulement de l'empoisonnement des catalyseurs, mais encore de la formation de produits particulièrement polluants au moment de la consommation.

Les composés organométalliques

Plus de vingt métaux peuvent être décelés dans les pétroles bruts, le plus souvent sous forme de combinaisons organiques liées à l'origine même du pétrole (c'est le cas des porphyrines).

Les métaux les plus abondants sont le vanadium, le nickel et le fer suivis par le germanium, cobalt, étain, molybdène, silicium, aluminium, calcium, magnésium, sodium, cuivre, chrome, thallium, mercure, plomb, manganèse, zinc, rubidium, strontium, uranium, radium.

Le rapport V/Ni est souvent utilisé comme un caractère spécifique régional. D'un bassin à l'autre il peut varier de 0,2 à 16.

Les « produits lourds », ou constituants à poids moléculaire élevé

Les produits les plus lourds, de poids moléculaire supérieur à 800 (jusqu'à plusieurs dizaines de milliers), constituent la dernière classe des composés du pétrole.

— Les *résines* sont des constituants très visqueux dont l'aspect rappelle celui des résines naturelles et dont la densité est voisine de 1. Selon les huiles, leur teneur varie de 0,1 à 20 % ; elles sont formées surtout de composés polycycliques contenant des cycles aromatiques et des hétéroatomes (S, O et N).

— Les *asphaltènes* se présentent sous forme de poudres noires ou brunâtres, de densité > 1,1. Leur poids moléculaire varie de 1 000 à plusieurs dizaines de milliers. Leur teneur dans les bruts est très variable. Solubles dans le benzène, on les sépare facilement par précipitation à l'aide d'un solvant paraffinique léger (pentane, hexane, heptane).

Ces produits lourds constituent l'essentiel des résidus de distillation sous vide du pétrole brut. Ils sont aussi très abondants dans les asphaltes naturels. On y trouve les plus fortes teneurs de composés hétéroatomiques ; par contre la teneur en H y est bien moindre que dans les constituants huileux.

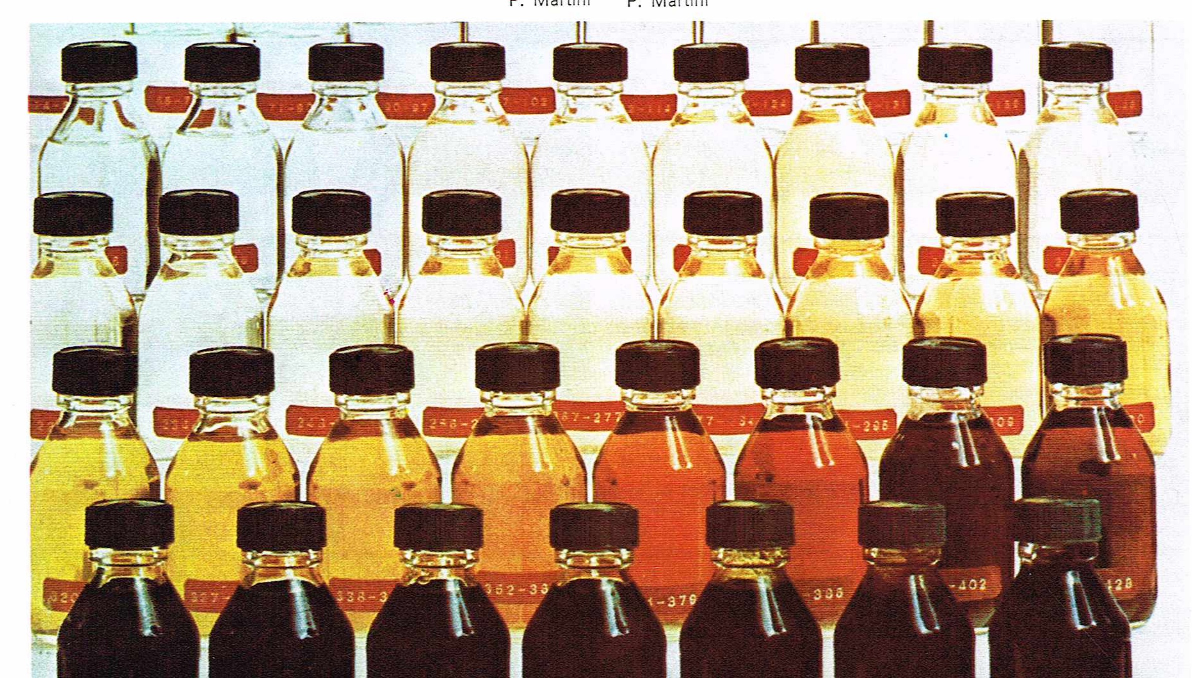


P. Martini



P. Martini

▼ *A gauche, divers types de pétroles bruts ; de gauche à droite : pétrole lourd (Gela, Sicile) ; pétrole léger (El Borma, Tunisie) ; condensat (Spilamberto, Modène) ; pétrole paraffinique (Libye) ; pétrole de Cortemaggiore (Piacenza) ; pétrole moyen (Iran). A droite, pétrole paraffinique (Libye) et paraffine solide qui en est extraite.*



A. Combaz

▶ *Diverses fractions d'un pétrole brut ; les chiffres que l'on aperçoit sur les étiquettes indiquent les températures correspondant à chaque « coupe de distillation » (photo C. F. P.).*

— Les *carbènes* et *carbénoïdes*, composés à structure plus condensée et plus pauvre en H, sont observés non plus dans les pétroles, mais dans les asphaltes naturels. Ils sont insolubles dans les solvants habituels. Ce sont des produits fortement polymérisés à structures cycliques essentiellement aromatiques, associées en feuillets, où les teneurs en hétéroatomes et en organométalliques sont particulièrement élevées.

Caractères physiques des « hydrocarbures naturels »

Les hydrocarbures gazeux observés en accumulations plus ou moins importantes ont toujours le méthane pour constituant principal, voire exclusif (gaz sec). Lorsqu'ils constituent un « gaz cap » associé à un champ de pétrole, on observe toujours la présence d' « homologues supérieurs » c'est-à-dire de termes légers de C_2 à C_6. Parfois il s'agit de gaz humide, dit encore « à condensat » sans qu'il existe, à proprement parler, de pétrole associé. Enfin, les hydrocarbures gazeux peuvent être associés en proportions variables à des gaz non combustibles : le gaz carbonique (CO_2), l'azote, (N_2), l'hélium (He), ou encore à de l'hydrogène sulfuré (H_2S) et même de l'hydrogène (H_2).

Le pétrole proprement dit, selon sa pression et ses conditions de gisement, contient des quantités variables de gaz dissous. Sa composition contrôle enfin sa densité et sa viscosité (tableau ci-contre).

	Densité à 15 °C	API	Viscosité à 20 °C en centistockes	Exemples
Condensats	0,70-0,76	65°-54,7°	1,0-1,5	Hassi R'Mel (Algérie)
Huiles légères	0,76-0,80	54,7°-45,4°	1,5-5	Hassi Messaoud (Algérie)
Huiles moyennes	0,80-0,88	45,4°-29,3°	4 -20	Kirkuk (Irak)
Huiles lourdes	0,88-1,00	29,3°-10°	19 400 à 37,8 °C	Boscan (Venezuela)

▲ ***Tableau montrant que la composition du pétrole contrôle sa densité et sa viscosité.***

I.G.D.A.

◀ ***Représentation schématique des indices de pétrole et gisements : le pétrole s'écoule, où affleure la roche-réservoir, le long d'une surface de discordance, ou le long de failles ou de fractures.***

Les teneurs en soufre sont d'autant plus importantes que la densité est plus élevée. Certains bruts font cependant exception en restant dépourvus de soufre malgré une densité élevée (Indonésie, Chili).

La couleur du pétrole brut est généralement brunâtre à noirâtre, avec parfois des reflets verts. Toutefois, certains bruts légers (Camiri et Caramba en Bolivie), ou condensats, ont une belle couleur jaune foncé à jaune clair. Ces mêmes produits légers (Bolivie, Modène) ont une agréable odeur de gazoline. Les huiles lourdes, surtout très soufrées, ont par contre une odeur forte et désagréable. Enfin, les bitumes naturels, formés surtout de composés hétérocycliques très lourds, sont noirs et visqueux, voire solides et cassants (asphaltes).

Transformation des hydrocarbures dans la nature

A l'échelle des durées géologiques, les accumulations d'hydrocarbures subissent une évolution qui tend à modifier la nature même des produits qu'ils contiennent et, au terme de cette évolution, à les faire disparaître. Les causes de ces transformations sont de natures diverses : diffusion des gaz, action des mouvements tectoniques, érosion, actions bactériennes, oxydation, au voisinage de la surface; enfouissement et actions géothermiques vers les profondeurs.

Les accumulations de gaz et d'huile n'existent que grâce à l'étanchéité de la couche qui joue le rôle de « couverture », obturant le volume de roche poreuse qui les contient. Dans la mesure où l'étanchéité est imparfaite, au long des millions d'années qui mesurent les durées géologiques, les hydrocarbures les plus mobiles, en particulier le méthane, tendent à diffuser et à fuir vers la surface du sol. Si, par suite de mouvements tectoniques, des fissurations se produisent dans la couverture, ou s'il se produit un basculement du « piège », celui-ci va se vider progressivement. De nombreux gisements, dont certains indices subsistent actuellement, ont ainsi été détruits dans le passé.

Les mouvements de déformation des séries pétrolifères peuvent aussi être beaucoup plus importants et entraîner l'action de l'érosion. Ainsi, l'usure de la surface du sol peut atteindre, entamer, et percer la couverture de l'accumulation, entraînant sa destruction. Les termes les plus volatils disparaissent les premiers dans l'atmosphère. Il arrive qu'ils s'enflamment en atteignant la surface du sol (feux éternels). Dès le voisinage de cette surface, et *a fortiori* sur celle-ci, des actions oxydatives importantes s'exercent sur les terrains et les fluides qu'ils contiennent. Les hydrocarbures y sont très vulnérables. Les Bactéries, notamment, consomment les hydrocarbures, en commençant par les *n*-alcanes, puis les iso-alcanes. Il en résulte, d'une part, la production de CO_2, H_2O, N_2, SH_2, CH_4 et, d'autre part, de produits lourds résiduels : les bitumes et asphaltes.

A l'inverse des actions superficielles, un autre type d'évolution affecte les accumulations d'hydrocarbures : c'est la transformation géothermique par suite de l'enfouissement progressif des séries pétrolifères. Les proportions des constituants du pétrole varient constamment en

▼ ***Mares de « bitume » et sources de pétrole brut à Baba Gurgur, près de Kirkuk (Irak).***



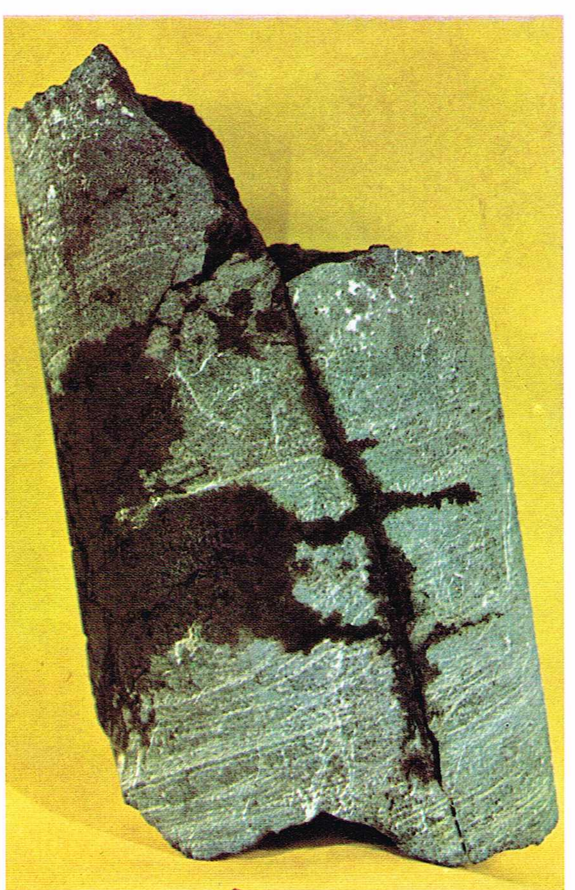
A. Combaz

fonction des apports d'énergie thermique subis. Ainsi, la proportion d'alcanes, puis d'alcanes moyens et légers, puis d'alcanes légers seulement, augmente avec la profondeur du gisement. Ces processus s'opèrent au détriment des cyclanes, cyclo-aromatiques et autres molécules plus complexes portant des chaînes latérales. Les pétroles les plus profonds sont donc aussi les plus légers.

Parallèlement, on observe une condensation thermocatalytique d'alcanes lourds en cires et résines et une aromatisation concomitante. La polycondensation des aromatiques et alcanes conduit à la formation de molécules très lourdes, arrangées en feuillets, tandis qu'avec le méthane, les hétéroatomes sont éliminés sous forme de CO_2, H_2O, NH_3, N_2 et SH_2. Au terme de l'évolution thermique, seuls subsistent le graphite et le méthane. C'est bien ce qu'indiquent l'expérience des forages les plus profonds et celle des champs découverts dans les terrains ayant connu des actions géothermiques importantes et durables. David White, vers 1915, fut un des premiers à exprimer cette loi d'extinction des gisements de pétrole en fonction des températures subies. Dans telle région pétrolière, au-delà d'une certaine *dead-line,* seules subsistent des accumulations de gaz à condensat, puis seulement de gaz sec. C'est la théorie du *carbone-ratio*, exprimée dans son principe par H. D. Rogers un demi-siècle plus tôt à propos des charbons et pétroles de Pennsylvanie. Il existe donc une corrélation entre le degré de transformation « anchimétamorphique » des terrains, la teneur en matières volatiles (ou corrélativement en carbone fixe) des charbons qu'ils contiennent, et l'existence dans ces terrains de gisements de pétrole ou de gaz.

Au « rang » des charbons bitumineux correspondent les gisements de pétrole, à celui des houilles maigres correspondent les gisements de gaz humide, et, à partir du rang de l'anthracite, même les gisements de gaz paraissent voués à la destruction. Ce stade implique des températures supérieures à 150 °C pendant de longues durées. Les termes lourds du pétrole ainsi que les hétéroatomes, ayant perdu leur hydrogène, évoluent à l'instar du charbon vers le graphite, limite extrême de cette évolution.

Cette théorie, amplement vérifiée depuis Rogers et White et désormais universellement admise, peut être considérée comme un acquis de la connaissance moderne.



A. Combaz

▶ ***Fragment de carotte de dolérite dont les fractures sont imprégnées d'huile lourde.***

Origine des hydrocarbures naturels

Après les explications mythologiques des premiers âges, les hommes, toujours acharnés à expliquer l'origine des choses et des phénomènes, ont professé au Moyen Age, par la bouche des alchimistes, que le pétrole et le bitume proviennent de la condensation du « mercure » et du « soufre » dans les crevasses des montagnes... Pour le XVIIIe siècle, leur origine était due à la distillation du charbon. Au siècle dernier, enfin, apparaissaient les hypothèses *abiogéniques,* qui trouvent dans certaines réactions chimiques une explication suffisante à l'origine du pétrole. Depuis cette époque, les théories *biogéniques*, de leur côté, n'ont cessé de progresser à la faveur de très nombreux travaux de chimie, biochimie et géochimie organique menés depuis un siècle : ce sont elles qui rassemblent actuellement le plus grand nombre de partisans.

Les hypothèses abiogéniques

Ces hypothèses attribuent une origine entièrement inorganique aux hydrocarbures naturels, lesquels seraient donc issus de réactions purement chimiques entre composés minéraux. Elles présentent une certaine diversité.

La théorie cosmique

Les hydrocarbures ont une origine extraterrestre. En effet, les études spectroscopiques des corps célestes dans les années 1930 ont révélé l'existence de méthane en quantité importante dans les atmosphères de Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune. Plus récemment, des hydrocarbures sous forme de CH_4 et de radicaux libres accompagnés de molécules d'eau, de formol, etc., ont été découverts dans les masses de gaz interstellaire de notre galaxie.

Ainsi, selon les vues déjà anciennes de Sokolov (1890), les bitumes terrestres seraient le résultat de l'union directe de l'hydrogène et du carbone au moment de la formation de notre planète. Depuis cette époque, ils diffuseraient du magma interne vers la croûte terrestre. La preuve de cette origine céleste des hydrocarbures serait apportée par leur présence dans certaines météorites. Fred Hoyle, en 1955, défendait encore cette hypothèse et imaginait que les nuages de l'atmosphère de Vénus pouvaient être formés de gouttelettes d'huile... En fait, les récentes explorations par sondes spatiales n'ont rien montré de semblable. Cependant, Mueller (1963), qui a examiné les cas de 25 météorites dans lesquelles des hydrocarbures ont été identifiés, conclut que ceux-ci « ressemblent à ceux qui ont été décrits sur terre comme ayant une origine abiogénique ».

La théorie cosmique, qui compte ses partisans surtout parmi les astronomes, rejoint l'hypothèse d'assez rares géologues, mais surtout de certains chimistes, pour lesquels le pétrole et les hydrocarbures gazeux ont une origine ignée profonde.

Théories volcanique et magmatique

Depuis le début du siècle dernier, elles ont compté des défenseurs résolus; mais ceux-ci sont devenus assez rares de nos jours. Von Humbolt (1804) supposait que le pétrole distille des profondeurs de la Terre à partir des roches primitives. Berthelot (1866) précisait que l'action de l'eau sur les carbures métalliques produit d'abord l'acétylène, qui va ensuite donner toute la gamme des hydrocarbures saturés et aromatiques par simple polymérisation et hydrogénation. L'hydrogène nécessaire proviendrait alors de la dissociation de l'eau vers 1 100 °C. En outre, l'hydrogène réduit le CO (issu de la dissociation de CO_2) pour produire des hydrocarbures saturés.

Pour Mendeleiff (1877), Le Bel, Moissan (1896), etc., c'était encore l'action de l'eau sur les divers carbures métalliques qui était la source des hydrocarbures. Berthelot (1866) croyait à la réduction possible du CO_2 au contact de métaux alcalins dans les profondeurs du globe.

La présence de méthane dans les gaz des volcans, d'une sorte de bitume dans les laves du Vésuve et diverses autres roches volcaniques témoignent en faveur de la théorie volcanique. Parmi les auteurs français ayant défendu cette théorie, E. Coste, au début du siècle, était catégorique : pétrole, gaz combustible et bitume, souvent associés au soufre, constamment observables dans les roches et manifestations volcaniques, proviennent des roches profondes en fusion. Ils diffusent vers la surface à la faveur de failles et fractures, et imprègnent les roches poreuses rencontrées dans leur cheminement.

Mais la faiblesse de cette théorie, déjà soulignée par les contemporains de Coste, est son incapacité d'argumenter sur l'origine — la matière première — des hydrocarbures et le processus de formation de ceux-ci. Par ailleurs, les « volcans de boue » contenant des hydrocarbures ont été abusivement considérés comme des phénomènes volcaniques proprement dits. En fait, leur origine est due à l'expansion de méthane sous pression. Quant aux hydrocarbures associés aux roches et phénomènes volcaniques, ils n'existent qu'en proportions très réduites, et rien ne prouve qu'ils aient trouvé leur origine dans le magma profond. Il est vrai que des accumulations commerciales de pétrole existent dans des massifs éruptifs ou métamorphiques. Mais aucune relation génétique n'existe entre celles-ci et les hydrocarbures migrés dans l'espace poreux des fractures ou de la trame minérale altérée. Pourtant, certains cas restent encore douteux : l'huile découverte dans les vésicules d'un dyke de dolérite à Dyvika (Norvège) ; les hydrocarbures gazeux et les bitumes observés dans un massif de roches alcalines de la péninsule de Kola (U.R.S.S.). De tels cas sont cependant très rares.

En résumé, les théories abiogéniques peuvent effectivement rendre compte de la formation d'hydrocarbures naturels, notamment de méthane, mais elles ne peuvent expliquer la composition des hydrocarbures naturels dans leur abondance et leur diversité.

Les hypothèses biogéniques

Avec la science naissante du XVIIIe siècle, il est généralement admis à cette époque que le pétrole et ses dérivés sont issus des restes végétaux et animaux.

Plantes terrestres et charbons

P.-J. Mouquer (1758) enseignait que le pétrole était dû à l'interaction des lipides végétaux sur des acides. Quant à M. V. Lomonosov (1763), il attribuait l'origine des bitumes et du pétrole à l'action de la température et de la pression sur le charbon. Cette idée persista longtemps au XIXe siècle, et jusqu'à notre époque, avec les observations de L. M. Banks (1959) sur la « formation Oficina » du Venezuela oriental, où les hydrocarbures paraissent bien issus de lits de charbon.

Hedberg (1968) admet que l'huile observée provient de la matière organique des plantes terrestres. Déjà, Reichenbach, en 1834, voyait l'origine du pétrole non dans la distillation de la houille, mais dans celle du bois et des aiguilles de pin. Forbes (1958) pense également que le pétrole est issu non des plantes terrestres, mais des résines qu'elles sécrètent. (Charles Lyell, en 1837, Peckman, en 1844, etc., avaient également attribué l'origine des hydrocarbures du lac d'Asphalte de l'île de la Trinité aux végétaux terrestres.)

La production de méthane, voire d'hydrocarbures liquides et solides dans les marais a été soulignée par certains auteurs et interprétée comme un modèle de milieu pétroligène (Peckham, 1884).

Selvig (1950), Hubard (1950), Hedberg (1968) insistent sur l'importance des cires végétales comme précurseurs d'hydrocarbures.

Substances chimiques issues du continent et sédimentées en milieu marin

La masse de matière organique issue du continent et transportée dans les mers par les fleuves, qui représente 1,4 Mt par an, constitue une quantité importante d'hydrocarbures potentiels. Hedberg (1968) note en outre les caractères typiquement continentaux (teneur élevée en cires, faible teneur en soufre) des huiles issues des sédiments d'origine terrestre. Cette observation s'applique tout particulièrement aux terrains d'âges dévonien, carbonifère, crétacé et tertiaire, périodes pendant lesquelles la végétation terrestre était particulièrement abondante. On a attribué un rôle significatif aux « vapeurs » terpéniques (essences végétales), mêlées aux débris végétaux, dans la production finale des hydrocarbures (Went, 1960).

Toutefois, les auteurs russes (Skopintsev, 1950 ; Bordovskiy, 1965) n'accordent qu'une importance mineure au matériel organique terrestre dans la genèse du pétrole. Ils attribuent, par contre, une grande importance aux sels nutritifs transportés dans la mer par les rivières.

Algues et phytoplancton

Sir R. Murchison (1854) fut l'un des premiers à défendre l'origine algaire des pétroles. Lesquereux (1866) soutint la même thèse en insistant sur le rôle des Algues fucoïdes dans la formation des huiles de Pennsylvanie. Ainsi, en Sardaigne et en Sicile notamment, des amas d'Algues en cours de décomposition sont observés dans les marais salants ; ils donnent naissance à un produit voisin du pétrole.



A. Combaz

▲ ***Diatomées : leurs frustules sont siliceux (échantillon issu d'un fjord des îles Kerguelen) [G = 300].***

Les bogheads (formés d'Algues microscopiques), les schistes dévoniens à *Sporangites huronensis* (Dawson), qui sont des sporanges d'Algues, sont particulièrement aptes à produire des hydrocarbures sous l'effet de la chaleur.

Selon Ehrenberg (1839), puis Whitney (1868), Clarke (1924), Bordovskiy (1965), le phytoplancton, en particulier les Diatomées et les Dinophycées, jouerait un rôle primordial dans la formation des roches mères du pétrole. L'exemple type, devenu classique, est la série pétrolifère du Miocène de Californie (Monterey Shales).

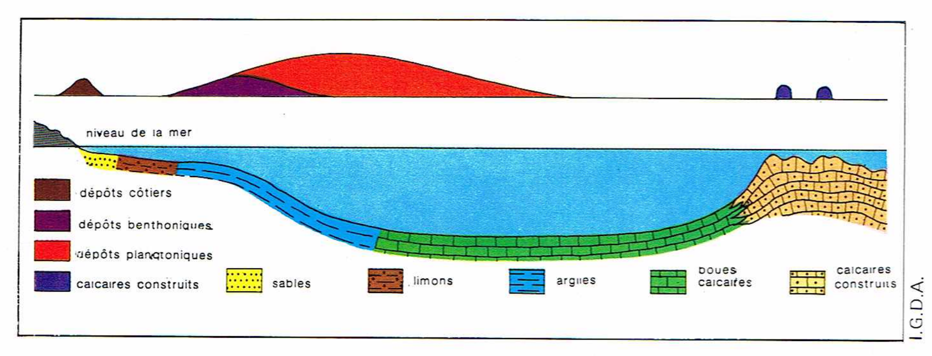
Animaux marins

Les moules, les Poissons, les Bryozoaires, les Foraminifères, les Lamellibranches, les Orthocères, etc., ont été considérés comme étant à l'origine du pétrole parce qu'on les trouve dans certaines roches bitumineuses. Edouard Suess (1918), Forbes (1958) et divers autres auteurs ont soutenu cette thèse. L'azote observé dans ce type de roches s'est vu attribuer une origine animale.

Warren et Storer (1865), puis Engler et Höfer (1888) ont tenté d'apporter la preuve expérimentale de l'origine du pétrole en distillant (300 à 400 °C) des huiles de Poissons sous pression (10 atm). L'huile ainsi obtenue contenait en particulier des alcanes (C_5 à C_8), des oléfines et des aromatiques.

Parmi les arguments décisifs utilisés par les partisans de la théorie biogénique figure celui de l'activité optique des pétroles. Certains de leurs composés ont en effet le pouvoir de dévier le plan de polarisation de la lumière. De tels composés ne peuvent avoir qu'une origine biologique.

Actuellement, à quelques exceptions près, tous les géologues sont partisans d'une origine biogénique. Quel-



▲ ***Profil schématique de la distribution des sédiments argileux, particulièrement riches en matière organique dans un bassin sédimentaire (d'après Strakhov).***

ques-uns relient plutôt le pétrole, au moins dans certains bassins, à la matière organique d'origine terrestre. La relation génétique la plus sûre relierait certains composés du pétrole aux acides gras observés dans les organismes vivant en milieu aquatique marin, saumâtre et d'eau douce. Quelques divergences d'opinions demeurent au sujet d'une migration précoce de l'huile dans les réservoirs ou d'un produit intermédiaire, d'abord stocké dans la roche mère, avant d'être transformé et de migrer dans les réservoirs.

On sait par exemple que des hydrocarbures sont produits directement par certains organismes, tels que les Diatomées, le varech et également diverses plantes terrestres. Quelque 12 Mt/an d'hydrocarbures seraient produits dans les mers par la seule photosynthèse. Même s'il n'en subsiste que 0,01 %, une période de 100 millions d'années a pu largement contribuer aux réserves existantes. Cependant, l'abondance des aromatiques dans le pétrole prouve bien qu'il a fallu des transformations biochimiques et thermochimiques du matériel organique d'origine.

La genèse des hydrocarbures à la lumière des connaissances modernes

Milieux du dépôt et matière organique

Les milieux dans lesquels prennent naissance les sédiments organogènes (roches mères) susceptibles de donner naissance au pétrole sont variés. Ils intéressent aussi bien le domaine marin que le domaine continental aquatique.

En ce qui concerne le premier, ce sont les marges côtières : lagunes, deltas, zones récifales, bassins confinés, qui se prêtent le mieux à la concentration du matériel organique. Le talus continental en certaines régions privilégiées (côtes occidentales du Pérou, de l'Afrique du Sud, de l'Inde...) paraît également concentrer des quantités considérables de matière organique.

Sur les continents, les zones marécageuses et les lacs représentent d'importants réservoirs de matière organique sédimentée.

Les conditions de dépôt les plus favorables en milieu marin sont observées dans les embouchures des grands fleuves apportant quantité de sels nutritifs du continent associés à des sédiments fins, dans les bassins intérieurs, les zones de lagunes et les aires récifales ; ajoutant à une forte productivité primaire les conditions d'une sédimentation confinée, ces milieux se comportent en générateurs privilégiés de matière organique végétale et animale. En conséquence, la vie bactérienne est très active et, par suite du confinement, le milieu tend à devenir réducteur, contribuant à la préservation de la matière organique du sédiment. Celle-ci pourra ainsi être enfouie, fossilisée et subir ultérieurement les transformations chimiques conduisant au pétrole.

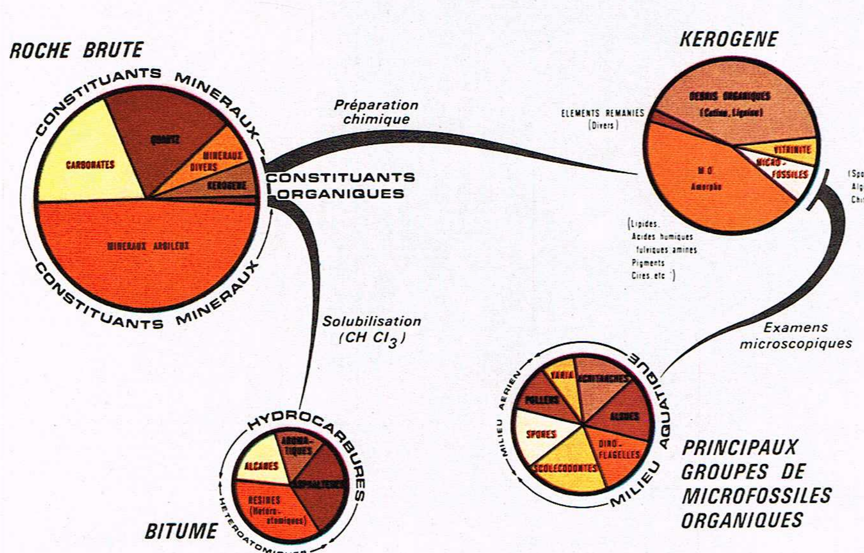
En milieu lacustre, les conditions favorables sont fondamentalement identiques : l'abondance de lumière solaire et de sels nutritifs provoque une abondance de matière organique dans les sédiments où les conditions biochimiques et physico-chimiques favorisent sa préservation. Certains types de sédiments organiques lacustres et saumâtres sont d'ailleurs remarquables. Par exemple, dans les lacs Balkach et Beloë (Russie) se dépose une vase organique abondante, pétrie de *Botryococcus* (Algue Chlorophycée microscopique). Ce même phénomène est à l'origine des « charbons d'Algues » (bogheads), où les grappes microscopiques innombrables de *Botryococcus* représentent un potentiel considérable d'hydrocarbures : jusqu'à 400 ou 500 l d'huile par tonne de roche. Un potentiel analogue est observé dans la « tasmanite » (Australie, Alaska...), roche formée d'autres Algues microscopiques, les *Tasmanites* analogues aux *Sporangites huronensis*. Dans les grands lacs africains, se dépose, à raison d'un pied par millénaire, une vase formée surtout de matière algaire à l'état de petites pelotes fécales de Crustacés, etc. Ces vestiges organiques sont tout à fait semblables à ceux des « Green River Shales » de l'Éocène du Colorado. Dans le Mud Lake (Floride), la faible quantité de corps bactériens, par opposition à la grande abondance de spores bactériennes, suggère l'existence d'un inhibiteur qui suspend la décomposition des composés organiques. Les Algues sécrètent en effet des substances *antibiosiques* qui diffusent dans le milieu, modifiant considérablement l'écologie des micro-organismes.

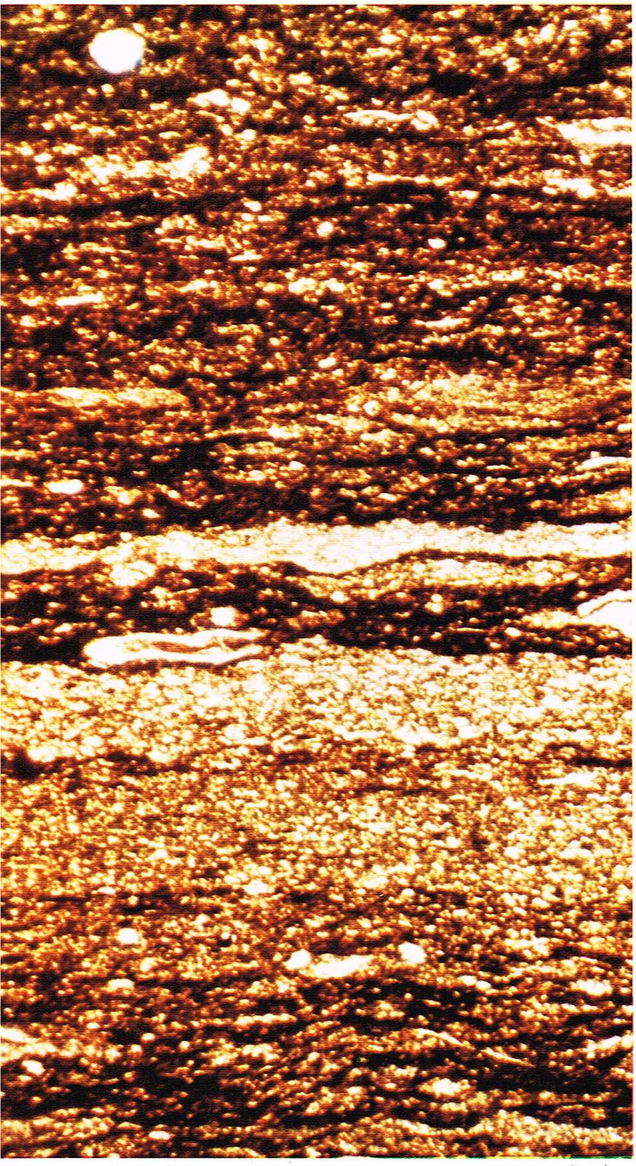
Grâce à la limitation de l'activité microbiologique dans les sédiments en formation, une partie de la matière organique se trouve préservée de la minéralisation (transformation en CO_2, H_2O et N_2). Elle se fossilise et reste prisonnière des sédiments : c'est le *kérogène,* qui ne représente en général qu'un faible pourcentage de la quantité initiale de matière organique sédimentée et également, en général, de la roche qui la contient. Actuellement, 4 % de la matière organique totale, d'origine presque exclusivement photosynthétique et autochtone, sont conservés dans les sédiments qui se déposent en mer Noire.

Les roches mères des hydrocarbures sont donc celles qui contiennent la « matière première » de ceux-ci, c'est-à-dire le kérogène. Celles qui, comme le boghead, la tasmanite, etc., sont de véritables roches combustibles (charbons d'Algues) et sont capables de produire jusqu'à 40 et 50 % de leurs poids d'hydrocarbures, restent évidemment exceptionnelles. Les « schistes bitumineux », qui sont capables de produire 25 à 250 kg d'huile par tonne (5 à 25 % de carbone organique), sont au contraire beaucoup plus répandus, et leurs réserves représentent d'énormes quantités d'huile potentielle. Mais les roches mères les plus communes sont beaucoup plus pauvres. Leur registre est en général compris entre 0,5 et 5 % de carbone organique. Les constituants minéraux qui se comportent surtout comme un « diluant » de la matière organique sont le plus souvent la calcite, la dolomite, le quartz finement divisé, et les minéraux argileux. Ces derniers, surtout s'il s'agit de montmorillonite, peuvent avoir un rôle important de catalyseur dans la génération des hydrocarbures.

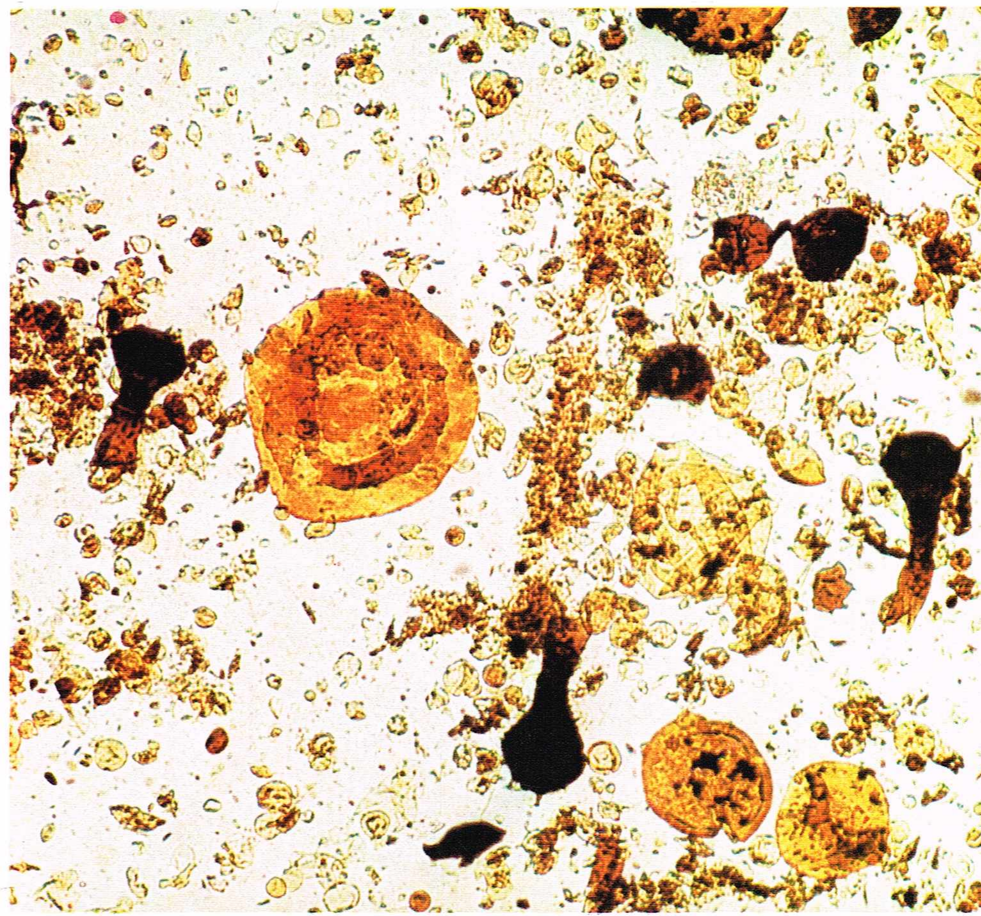
De telles roches à grain fin proviennent de sédiments formés en eaux calmes. La matière organique s'y dépose généralement en lits très fins, en alternance avec les constituants minéraux, suivant des rythmes probablement

▼ ***Les constituants des roches sédimentaires.***





A. Combaz



A. Combaz

▲▼ *A gauche, section mince de roche mère où l'on distingue des laminations diversement enrichies en kérogène (G = 40). Dévonien du Canada.*

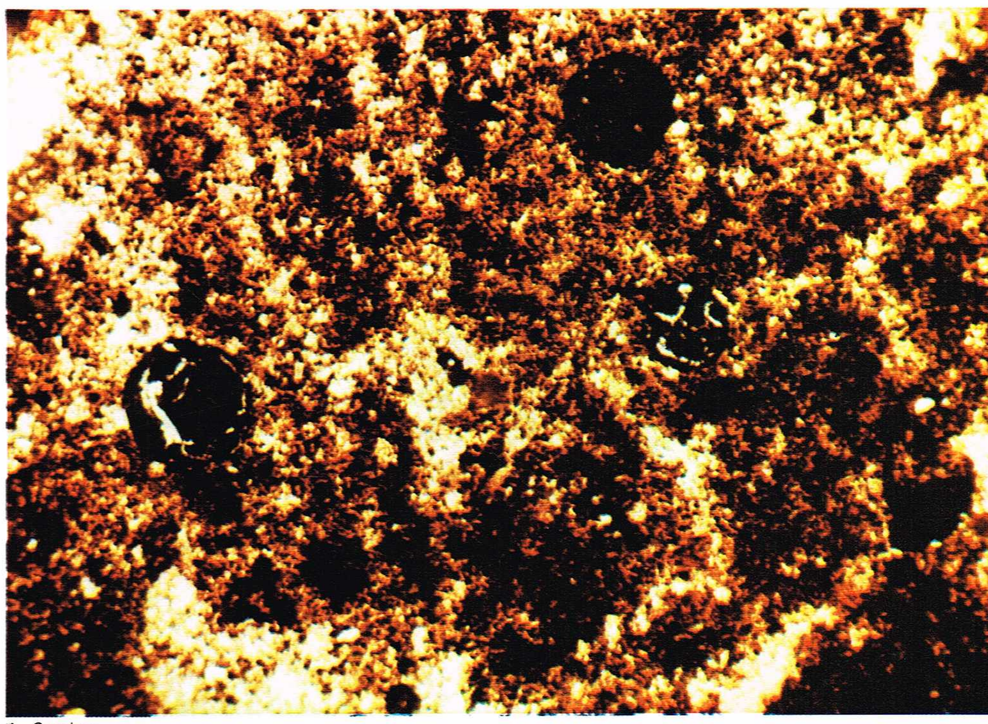
Ci-dessus et ci-dessous, **kérogène à microfossiles organiques** *(Silurien du Sahara) :*
en haut, état de maturation correspondant au début de la zone principale de formation du pétrole (les microfossiles jaunes sont des **Tasmanites,** *les bruns en forme de massues sont des* **Chitinozoaires);**
en bas, état de maturation correspondant à la zone de formation du gaz (les **Tasmanites** *sont noircies et craquelées).*

saisonniers. Ainsi, la roche présente une structure en fines laminations nettement visibles à l'œil nu. Dans d'autres cas, notamment dans les carbonates, les matières minérale et organique sont beaucoup plus mêlées, ou, au contraire, par effet de vannage au moment du dépôt, les particules organiques sont concentrées sur elles-mêmes, donnant naissance à des roches dont le taux de carbone est élevé.

Protopétrole et kérogène

Dans les années 1930, aux États-Unis, un très important travail portant sur 2 000 échantillons de sédiments actuels, parmi les plus riches en matière organique issus de fonds marins du monde entier, de mers chaudes et froides, profondes ou non, a permis à P. D. Trask de conclure que les hydrocarbures liquides n'existaient dans ces sédiments qu'à l'état de traces : 3 pour 100 000 dans les dépôts algaires, moins de 1 pour 100 000 dans les autres sédiments marins.

Les techniques modernes ont cependant permis de mettre en évidence l'existence dans les sédiments actuels, non de pétrole, mais d'un *protopétrole*. Il s'agit d'un liquide ayant l'apparence d'un pétrole lourd, mais formé surtout de produits riches en oxygène et en azote. Directement issu de la biodégradation des vestiges organiques animaux et surtout végétaux, il comporte surtout des acides gras, des alcools, des acides aminés, des pigments végétaux, etc. Il se forme précocement dans le sédiment, avant et au début de sa compaction, sous l'action de Bactéries aérobies et anaérobies. Bien que peu mobile, le protopétrole peut imprégner les horizons poreux (sables en particulier) au contact de la roche. Transformé

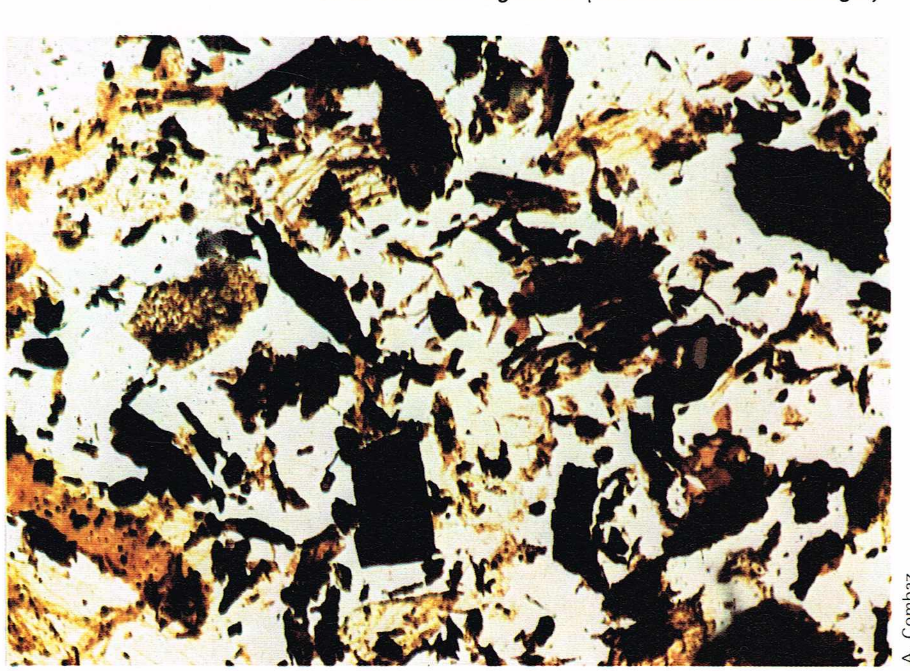


A. Combaz

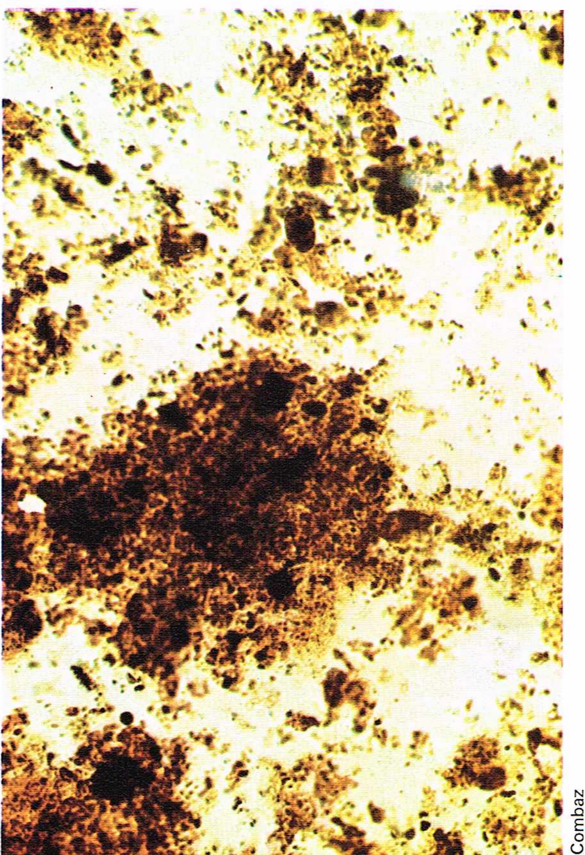
▲ *La genèse du pétrole (et du charbon) par thermodégradation : perte de* CO_2, H_2O *et* CH_4 *(d'après Van Krevelen).*

▶ *Ci-contre,* kérogène de type sapropélique, *d'origine aquatique : matière amorphe - lignée I (Turonien du Sénégal).*

▼ *Ci-dessous,* kérogène de type détritique, *d'origine terrestre : débris de bois et de feuilles - lignée III (Maestrichtien du Sénégal).*



A. Combaz



A. Combaz

progressivement au cours de l'enfouissement, il devient finalement du pétrole vrai par perte de l'azote, et de l'oxygène sous forme de CO_2.

On appelle *diagenèse* cette phase de transformation précoce de la matière organique entraînant la formation du protopétrole. Celle-ci dépend de la nature du matériel organique ainsi que des conditions physico-chimiques et biochimiques du milieu de sédimentation.

A côté de la fraction liquide native ou néoformée, demeure la fraction solide résiduelle : le *kérogène*. C'est la matière organique fossile, plus ou moins abondante, des roches sédimentaires. Elle résiste aux solvants habituels et présente une assez grande diversité de composition chimique. L'analyse élémentaire permet d'en distinguer des types significatifs que l'on observe aisément sur le diagramme de Van Krevelen. Ainsi, lorsque le rapport H/C est fort tandis que O/C est faible, ces kérogènes se placent sur des lignées évolutives productrices de pétrole. Dans le cas contraire (H/C faible et O/C fort), il s'agit de kérogènes appartenant à des lignées conduisant au charbon.

Par des expériences de pyrolyse de ces mêmes types de kérogènes jusqu'à des températures supérieures à 300 °C, on a pu vérifier l'aptitude de ceux-ci à produire des hydrocarbures gazeux et liquides avec très peu de carbone résiduel dans le premier cas, ou au contraire peu d'hydrocarbures — et surtout du méthane — avec un résidu carboné important dans l'autre cas.

En plus des moyens d'étude physico-chimiques, on dispose en outre de l'observation microscopique, précieux moyen de connaissance du kérogène. Divers constituants peuvent être ainsi directement reconnus. Ce sont notamment les Algues planctoniques : Dinophycées, Botryococcacées..., les spores et sporanges d'Algues diverses, les spores et pollens de plantes terrestres, des vestiges animaux (rares), les débris variés de plantes terrestres (cuticules de feuilles, fragments de vaisseaux, etc.).

Toutefois, la plus grande partie de la masse du kérogène est formée de matière organique amorphe brunâtre, d'aspect floconneux, plus ou moins divisée. Son origine n'est pas évidente : floculation de matière organique dissoute dans l'eau, de produits humiques, vestiges de végétaux et/ou d'Algues benthiques biodégradées... Selon les cas, les possibilités de produire des hydrocarbures vont donc varier considérablement.

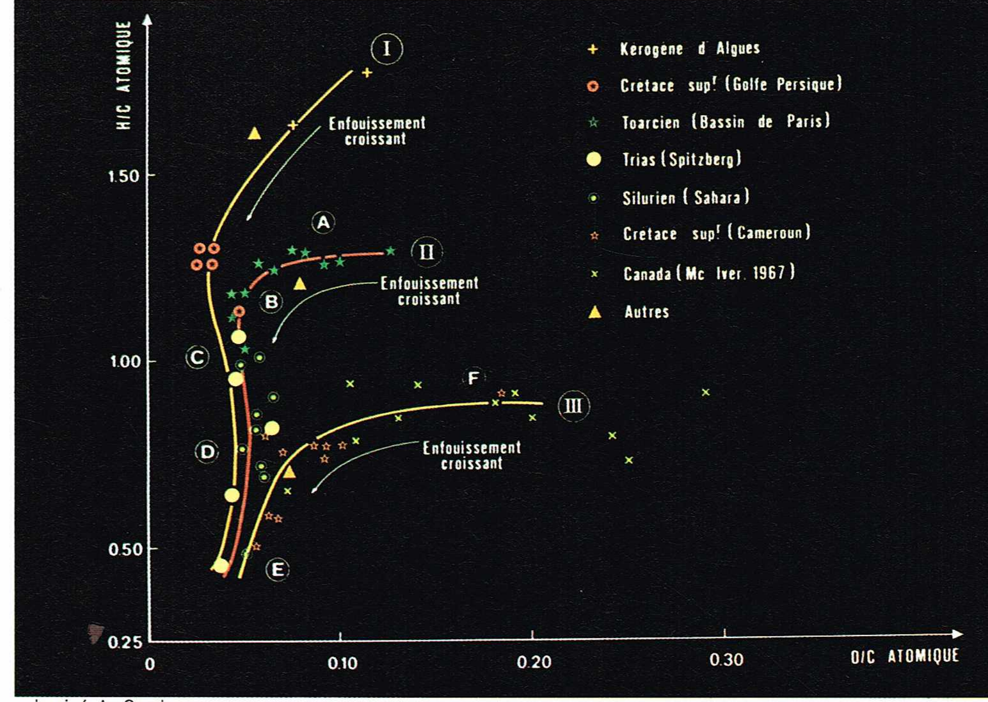
A la « lignée haute » la mieux pourvue en hydrogène, donc la plus apte à générer du pétrole, correspondent les substances algaires d'origines planctonique et benthique, sous forme « figurée » ou « amorphe ». Issue des Algues benthiques, cette dernière, selon Hackford (1932), subit dans le sédiment frais l'hydrolyse acide des carbohydrates, et perd ainsi son oxygène.

A la « lignée basse », la plus oxygénée, qui conduit aux charbons, correspondent les substances d'origine terrestre : débris végétaux divers et produits humiques.

Entre les deux, compte tenu surtout des mélanges en toutes proportions des constituants du kérogène, existent des voies moyennes capables de produire plus ou moins d'hydrocarbures. Les spores et pollens des végétaux terrestres, les cuticules de feuilles, les cires végétales ont des productivités voisines de celles des Algues. Mais, pour l'essentiel, les masses de matière organique produite sont d'origine algaire en milieu aquatique, d'origine surtout cellulosique et ligneuse en milieu terrestre. Les milieux de dépôt rapprochent parfois ces matières, notamment dans les deltas et les marais côtiers ou continentaux, donnant naissance à des sédiments organiques mixtes. Assez souvent, ils sont distincts : zones récifales, lagunes, lacs et étangs.

En bref, le pétrole est issu des matières organiques vivantes aquatiques élaborées par l'assimilation chlorophylienne, profondément biodégradées mais préservées de la minéralisation au fond de l'eau. Comme on l'a déjà vu, c'est aussi l'énergie solaire agissant en milieu aérien à travers le développement des plantes terrestres, survenues bien après les Algues dans l'histoire géologique, qui est à l'origine des charbons.

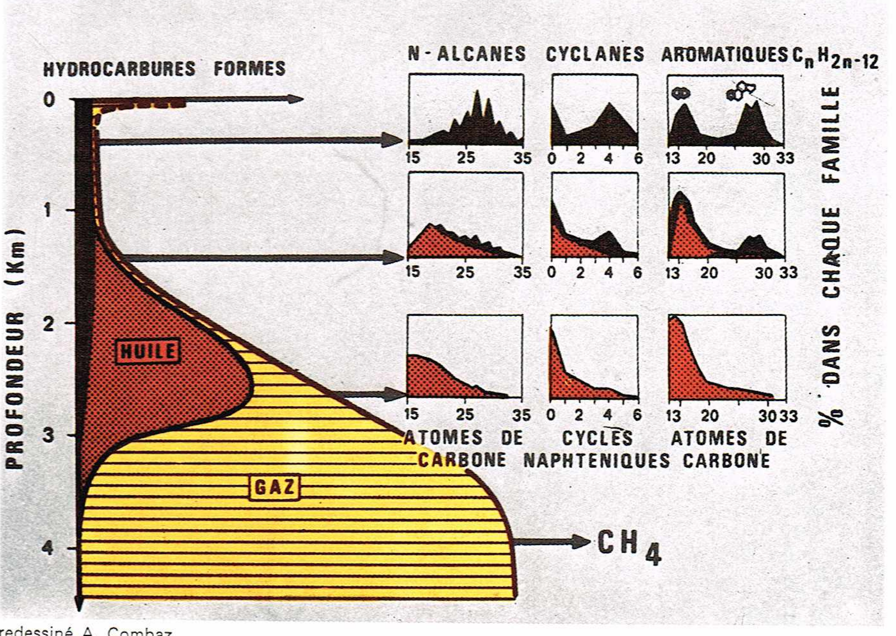
Transformation du kérogène en hydrocarbures. Après la sédimentation, dès les premiers stades de la compaction, la diagenèse de la matière organique (biodégradation) est pratiquement arrêtée. Lorsque l'enfouissement dépasse 1 500 à 2 000 m, la température des sédiments atteint, dans la moyenne des cas, 60 °C. C'est alors que commence la pétroléogenèse à partir du protopétrole et du kérogène. Cette transformation croît jusqu'à 100 °C environ, température à laquelle elle atteint son maximum pour décroître ensuite jusqu'à 135-150 °C. En profondeur et en température, la principale zone de formation du pétrole se situe donc à 3 000 m en moyenne et entre 80 et 110 °C. La transformation de la « matière première » organique en pétrole s'opère à travers un ensemble de réactions chimiques consistant en ruptures des chaînes moléculaires carbonées et des groupements fonctionnels.



redessiné A. Combaz

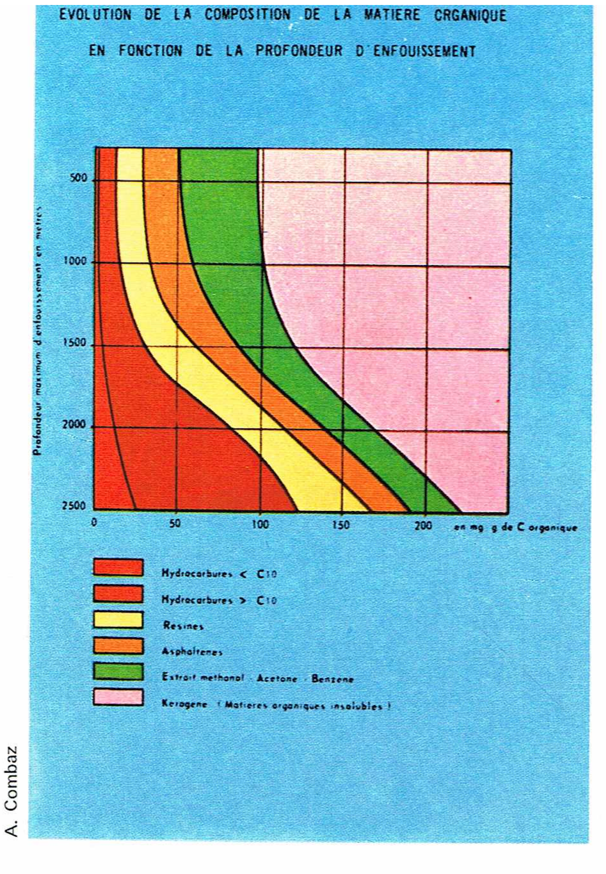
▲ ***Les chemins d'évolution des trois lignées fondamentales du kérogène :***
I - lignée « haute », riche en hydrogène (matière algaire);
II - lignée « moyenne » (type sporopollénine);
III - lignée « basse » (type ligno-humique)
[d'après Tissot, Durand, Espitalie et Combaz; Bull. A. A. P. G., U.S.A.].

▼ ***Schéma général de la génération des hydrocarbures en fonction de la profondeur d'enfouissement (d'après Tissot, Durand, Espitalie et Combaz; Bull. A.A.P.G., U.S.A.).***



redessiné A. Combaz

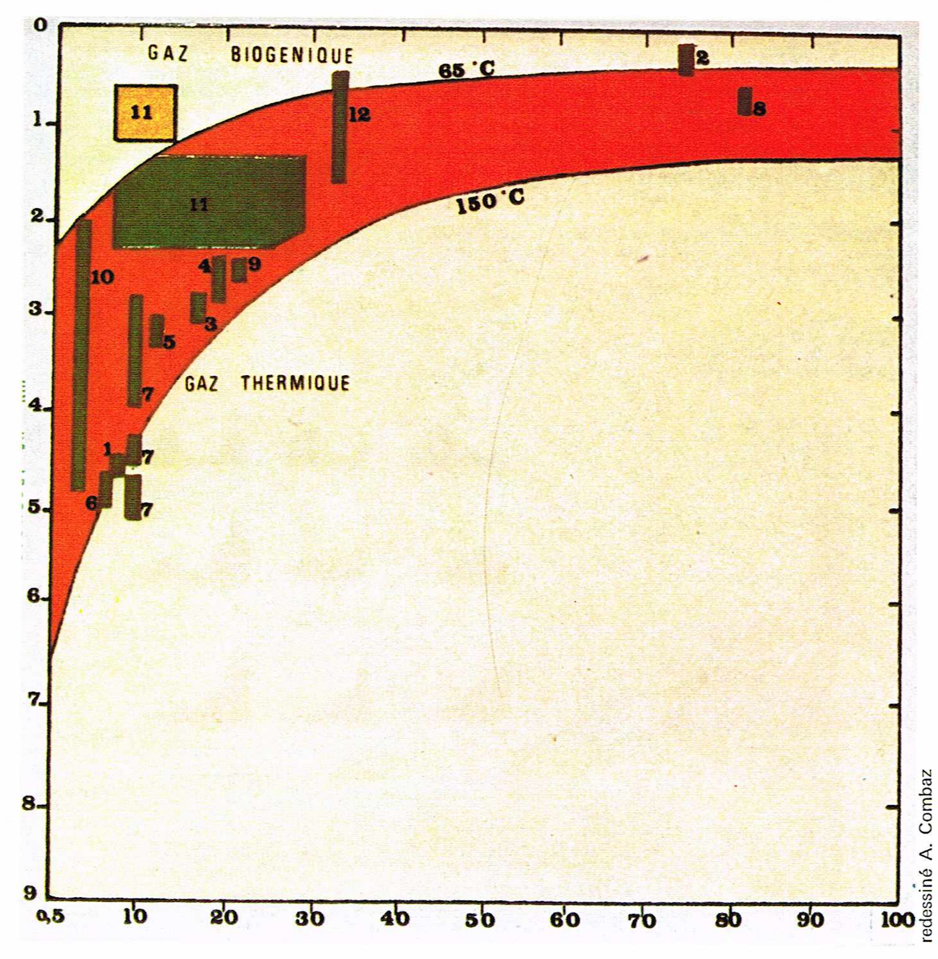
▶ ***Évolution de la composition de la matière organique en fonction de la profondeur d'enfouissement : vers 1 500 m, le kérogène se transforme progressivement en hydrocarbures (surtout en alcanes) [document Tissot].***



A. Combaz

Elles se traduisent par la perte de CO_2, d'H_2O et de N_2 au niveau de ces derniers, en même temps que des hydrocarbures de plus en plus légers se libèrent au fur et à mesure de l'accroissement de la température.

Les spores et pollens et les Algues microscopiques diverses perdent peu à peu leur couleur jaune clair et présentent des teintes de plus en plus sombres, passant du jaune foncé à l'ambre puis au brun, brun foncé et finalement au noir jusqu'à la carbonisation complète. Les particules gélifiées (vitrinite) enregistrent elles aussi cette évolution par un « pouvoir réflecteur » (quantité de lumière réfléchie) qui passe progressivement de 0,3 à 2 %. Dans le même temps, les constituants organiques les plus vulnérables à la chaleur sont « craqués », et les produits formés, liquides et gazeux, s'ajoutent au milieu aqueux qui baigne la roche dans laquelle ils prennent naissance.



redessiné A. Combaz

Les premiers termes libérés forment une *huile juvénile,* constituée surtout de produits lourds résinoïdes primaires, puis polyaromatiques, cyclano-aromatiques et polycyclaniques. Sa densité est élevée : 0,88 à 1,00 (soit 29 à 10° API).

Au stade suivant, l'huile est surtout *naphténique :* les cyclanes dominent (éventuellement avec les aromatiques), les alcanes sont peu représentés. Il s'agit encore d'un brut lourd : 0,83 à 0,88 (39 à 29° API).

Une *huile mature* est généralement de nature mixte : les alcanes sont abondants et tendent à l'emporter sur le caractère naphténo-aromatique du produit; c'est un brut moyen : 0,80 à 0,83 de densité (39 à 46° API).

Dans l'*huile paraffinique,* les alcanes dominants sont parfois accompagnés de termes lourds paraffiniques et de résines secondaires. Une telle huile, comme celle d'Hassi-Messaoud, est légère; sa densité est comprise entre 0,76 et 0,80 (55 à 45° API).

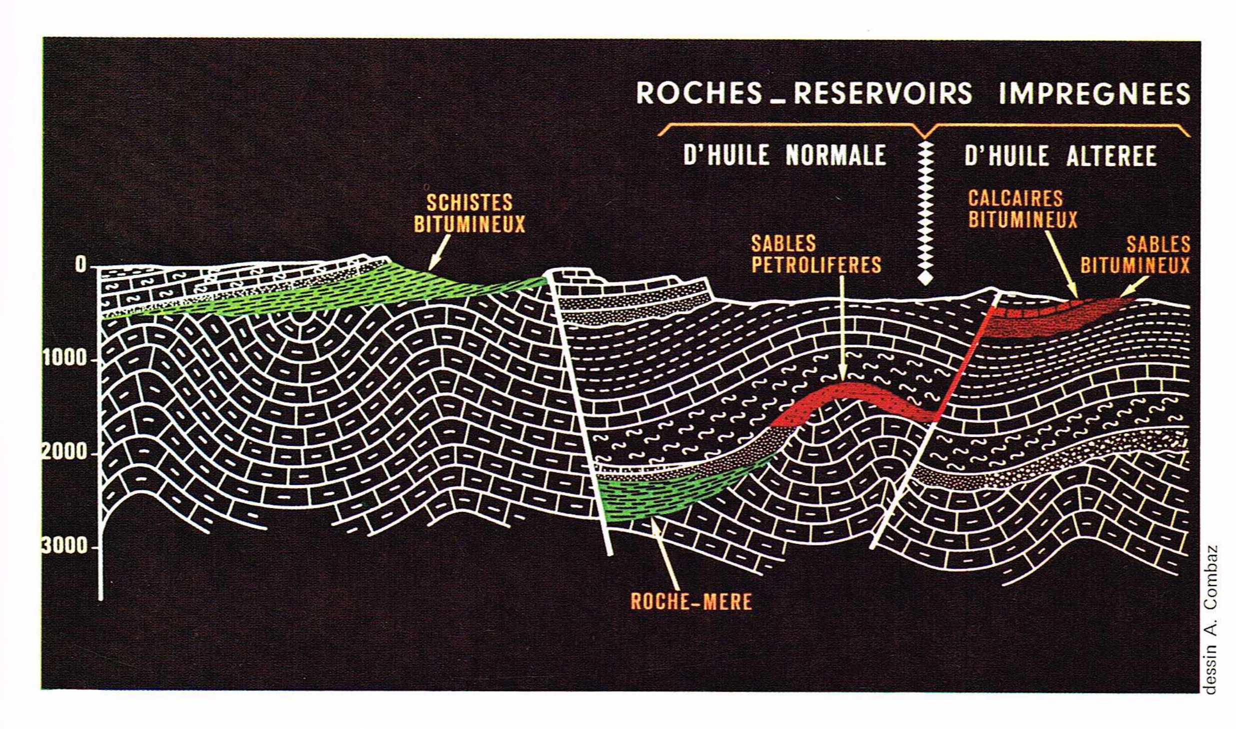
Enfin, au dernier stade, on observe des *condensats,* de densité 0,72 à 0,76 (65 à 55° API). Ce sont ici les termes légers qui l'emportent : alcanes gazeux et liquides, monoaromatiques, alkylaromatiques. En fonction de la profondeur, les bruts sont donc de plus en plus légers. Ils sont aussi de moins en moins soufrés, le soufre étant éliminé sous forme de SH_2 par craquage des molécules soufrées. Finalement, aux profondeurs, c'est-à-dire aux températures élevées (> 150 °C), il ne subsiste que les gaz secs et, à la limite, du méthane qu'accompagne un carbone fixe solide résiduel.

Ainsi, la zone de destruction des gisements de pétrole se situe aux profondeurs correspondant à des températures comprises entre 115 et 135 °C. On connaît cependant quelques exceptions : le gisement le plus chaud du monde atteint 170 °C à 7 000 m de profondeur, le champ de Minas à Sumatra, bien que peu profond (400m), 94 °C.

Nous avons vu plus haut qu'un autre processus naturel est capable de détruire les gisements de pétrole : les actions d'altération au voisinage de la surface du sol, par évaporation des fractions légères et par attaque bactérienne des alcanes, des iso-alcanes, puis des cyclanes, à partir des termes les plus légers. Ce processus conduit à la formation d'huiles lourdes et visqueuses, dont la constitution, à densité égale, n'est pas du tout comparable à celle d'un brut préservé de ces actions.

D'autres processus ont été invoqués dans la génération du pétrole, tels que les influences de la pression, de la radioactivité, des actions catalytiques. Des expériences diverses réalisées pour vérifier celles-ci, on peut désormais conclure que ni l'une ni l'autre des deux premières ne paraît être importante. Quant au rôle des actions catalytiques, dans les conditions naturelles, il est considéré comme probable mais non déterminant; les mécanismes en cause ne sont en tout cas pas connus.

En résumé, si des hydrocarbures « natifs » ayant une origine végétale existent dans les sédiments lacustres et marins, et si d'autres peuvent être issus de certaines biodégradations de matériel organique en milieux confinés, il n'en existe que des quantités très faibles, non significatives en regard des réserves de pétrole en place dans les bassins sédimentaires. Celles-ci résultent de la transformation, après enfouissement au cours des temps géologiques, de masses importantes de matière organique, d'origine essentiellement algaire, préservée d'une dégradation totale grâce aux conditions réductrices des milieux de dépôt. Le facteur déterminant de cette transformation est la chaleur. Ainsi, la zone principale de formation du pétrole est comprise entre 1 500 à 3 500 m de profondeur, soit à des températures variant de 60 à 120 °C, au cours de durées s'exprimant en millions d'années. La matière organique fossile d'origine perd une partie de sa masse sous forme d'hydrocarbures gazeux et liquides, tandis qu'au terme de ces transformations, aux grandes profondeurs, ne subsiste plus dans la roche qu'un résidu de carbone fixe, lorsque les conditions de température et de pression deviennent progressivement celles du métamorphisme régional.



◀ *Sources et réservoirs d'hydrocarbures. « Schistes bitumineux » (roche mère) et « sables bitumineux » (roche magasin imprégnée d'huile lourde) sont des termes extrêmes de l'évolution naturelle de la matière organique des roches sédimentaires.*

La migration primaire

Certaines roches mères riches en hydrocarbures liquides paraissent avoir conservé dans leur trame tout le contingent formé. On constate qu'elles sont le plus souvent peu enfouies et/ou peu compactées. D'autre part, elles ne communiquent avec aucun réservoir.

Cependant, des expériences classiques et diverses observations sur le terrain ont montré que des hydrocarbures et autres produits de formation précoce (protopétrole) se rassemblent dans les niveaux poreux et perméables des formations fraîchement compactées. De même, au toit d'une couche de roche mère sur laquelle repose un horizon sableux (niveau réservoir), on observe un appauvrissement de son contenu en hydrocarbures par rapport à la teneur observée dans le milieu de la couche. Corrélativement, la teneur en produits lourds — résines et asphaltènes — est plus importante qu'au sein de la couche. Il se produit donc bien un drainage des produits les plus mobiles formés dans la roche mère par l'espace poreux du niveau réservoir, qui s'imprègne de pétrole au détriment de la source de celui-ci. Ce phénomène de déplacement du pétrole est la *migration primaire*.

Les mécanismes physiques concernés sont encore mal connus. Diverses hypothèses ont été avancées qui font état de forces de gravité s'appliquant à des fluides de densité différente, de capillarité, de diffusion, de l'action de gaz vecteur, voire de l'action des tremblements de terre par ébranlement du milieu aqueux imprégnant tout le sous-sol. L'agent dynamique le plus probablement responsable de la mise en place du pétrole paraît être un système de courants dus à des gradients de pression d'origine diverse dans le milieu aqueux. Au fur et à mesure de l'accroissement de la pression géostatique, les argiles perdent une grande partie de leur porosité et expulsent l'eau absorbée. Par contre, la porosité des niveaux sableux est faiblement affectée par la compaction. La première phase d'expulsion de l'eau des argiles (eau absorbée) se situe entre 0 et 1 000 m, et la seconde (eau adsorbée) à la profondeur de 2 000 à 2 500 m. Il y a donc concomitance entre les phénomènes de formation de l'huile par l'action géothermique et la deuxième phase d'expulsion de l'eau des sédiments argileux, auxquels se trouvent le plus souvent associées les roches mères. Dans ce cas, les fluides expulsés des roches mères argileuses se déplacent vers les couches poreuses non compressibles. Si celles-ci sont enfermées dans des argiles imperméables (lentille de sable ou de grès), les forces de capillarité et de gravité vont permettre la formation d'une accumulation d'huile. Si, par contre, les couches poreuses et perméables sont illimitées en direction de la surface, les hydrocarbures vont être entraînés jusque-là et détruits par biodégradation et évaporation.

Géologie des hydrocarbures

Matière première issue du monde vivant, les hydrocarbures ont une origine associée aux notions de milieu de genèse et de milieu de dépôt (sédimentologie).

La géologie des hydrocarbures est inséparable de la lithologie et de la tectonique, et finalement de toute la géologie des bassins sédimentaires au cours des âges.

Sédimentation des roches mères

Les roches organiques où domine la matière carbonée de type sapropélique (d'origine algaire) sont des raretés. Dans la généralité des cas, les roches mères sont argileuses ou argilo-carbonatées. Elles sont formées de minéraux très fins, déposés en milieux calmes et confinés, correspondant à quelques modèles particuliers dans les domaines continental et marin. Leur teneur en matière organique est conditionnée par deux facteurs : une vie aquatique abondante et des conditions de dépôt favorables à sa préservation.

Ce sont les Algues planctoniques et benthiques qui constituent les principaux pourvoyeurs des sédiments en matière organique. Cette *productivité primaire* issue de la photosynthèse (assimilation chlorophyllienne) est limitée à la zone photique : de 0 à 20 m. Elle dépend de la teneur en sels nutritifs (nitrates et phosphates) du milieu aquatique.

La vie animale contribue dans une moindre mesure à l'apport organique; toutefois ses vestiges et excrétions, riches en phosphates, contribuent à la prolifération algaire (courants marins ascendants ou *upwellings*).

Enfin, les apports considérables de matériel organique terrestre : débris de bois, de feuilles, acides humiques, etc., viennent augmenter de façon sensible, aux embouchures des fleuves, la teneur en carbone organique des sédiments. Leur potentiel gazogène s'en trouve fortement enrichi. Leur potentiel pétroligène peut en être augmenté, mais c'est surtout la qualité des huiles qui se trouve transformée par les produits issus des plantes supérieures.

A la condition d'une abondante productivité primaire s'ajoute celle de la préservation de la matière organique sédimentée. En effet, si celle-ci est réintégrée dans le cycle du carbone par « minéralisation », le sédiment sera privé de potentiel pétroligène ou gazogène. Le confinement, qui entraîne des conditions de sédimentation réductrices, favorise l'élimination de l'oxygène des molécules organiques. C'est l'étape de la formation du kérogène et/ou du protopétrole. De telles conditions sont réalisées en de nombreux endroits du globe et en particulier dans les quelques exemples suivants.

Domaine continental

Dans les grands lacs actuels d'Afrique et de Floride se dépose, à raison d'un pied par millénaire, une vase

◀ *Page ci-contre, en bas, diagramme illustrant les relations entre le gradient thermique, la profondeur d'enfouissement et les zones de génération et de destruction du pétrole : 1, Libye - bassin de Syrte - A. 10; 2, Sumatra - Duri; 3, mer du Nord - Ekofisk; 4, Arabie - Ghawar; 5, Algérie - Hassi-Messaoud; 6, Floride - Jay; 7, Maracaïbo - Lamar; 8, Sumatra - Minds; 9, Alaska - Prudhoe Bay; 10, U. S. A. - South Pass - Bock 27; 11, Sibérie occidentale - huile et gaz; 12, Californie - Wilmington (d'après Pusey).*

surtout formée de matière algaire, très semblable à celle qui se déposait à l'Éocène au Colorado pour former les fameux « schistes bitumineux », qui représentent la plus considérable réserve potentielle d'hydrocarbures du monde.

A la limite des domaines marin et continental, les régions lagunaires à eau saumâtre, tel que le Coorong en Australie (à l'est d'Adélaïde), sont souvent très prolifiques en substance organique. Le « caoutchouc australien », ou « coorongite », représente une sorte de « tourbe algaire » formée de *Botryococcus*. Cette substance naturelle représente un véritable hydrocarbure condensé solide, qui brûle très aisément à la flamme d'une bougie et se transforme en hydrocarbures liquides si on le chauffe entre 200 et 300 °C.

Le modèle le plus typique est le lac Maracaïbo, qui occupe environ un quart de la superficie du bassin de Maracaïbo, et présente probablement les mêmes conditions de sédimentation depuis le Crétacé moyen. L'eau de ce lac est réputée la plus productive du monde en matière organique. La vase noire qui s'y dépose a une forte odeur d'hydrogène sulfuré. La teneur en carbone organique est de l'ordre de 5 %. Dans ce bassin pétrolier fameux, on saisit donc actuellement le processus sédimentaire qui produit, accumule, enfouit et transforme la matière organique en pétrole depuis près de 100 millions d'années.

Domaine marin

Ce sont les marges continentales, et sur celles-ci certains milieux particuliers, qui présentent les caractères les plus favorables.

— *Les deltas*. Ils sont le siège d'une active sédimentation (avec ou sans subsidence) et d'une importante productivité organique. Les matières organiques apportées par le fleuve s'ajoutent à la prolifération des organismes aquatiques dus aux sels nutritifs issus du continent. Les alternances de milieux marins peu profonds, marins saumâtres, marécageux-mangrove se répètent dans le temps, avec un système de canaux fluviatiles divagants généralement marqués par des dépôts sableux.

Au Venezuela, la formation Oficina (Oligocène-Miocène) présente ces caractères. On les retrouve dans le Miocène du delta du Niger, ainsi que dans le Miocène du delta de la Mahakam (Bornéo). Toutes ces régions sont productrices de pétrole dans les corps sableux imbriqués dans les séries. Et, bien que charbons et lignites soient de nature très différente, ils se trouvent inextricablement mêlés aux hydrocarbures dans ces formations. Corrélativement ceux-ci contiennent les plus importantes teneurs en cires de tous les pétroles connus. Ces substances sont, en effet, typiques des végétaux terrestres supérieurs.

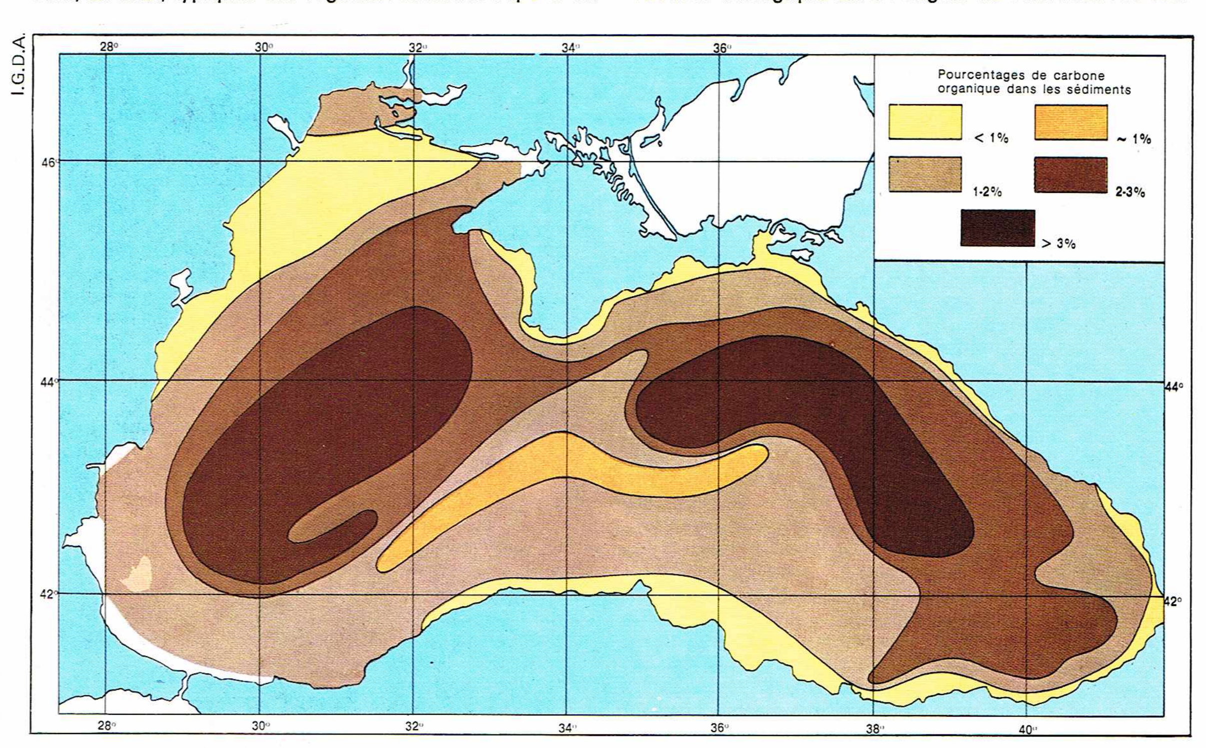
— *Les bassins semi-fermés*. Certains bassins marginaux sont partiellement séparés du domaine marin par un seuil, c'est-à-dire une zone de moindre profondeur que le bassin lui-même. De tels bassins sont plus ou moins étendus. Divers exemples de mers de ce type existent dans la nature actuelle : la mer Noire, la Méditerranée elle-même, la Baltique, certaines parties des fjords de Norvège et des îles Kerguelen, etc. La communication avec la mer ouverte n'est établie qu'au niveau des eaux superficielles au-dessus du seuil. Ainsi, une vie active peut se développer en surface tandis que les fonds connaissent des conditions de dépôt réductrices et donc propices à l'accumulation et à la préservation de la matière organique. Le cas de la mer Noire est particulier, car elle reçoit les masses d'eaux fluviales du Danube et du Dniepr chargées de matière organique détritique terrestre en même temps que de sulfates dissous. Leur réduction en milieu confiné anaérobie produit d'importantes quantités de SH_2, qui rendent le milieu impropre à la prolifération de la vie sous toutes ses formes.

— *Les bassins fermés*. Lorsqu'il n'existe pas de communication avec le domaine marin ou, d'une manière générale, lorsque l'alimentation du bassin est déficitaire par rapport à l'évaporation, il se forme des dépôts évaporitiques : carbonates (calcaires, dolomies), sulfates (anhydrite, gypse) et chlorures (halite, sylvinite). Les accumulations de pétrole sont souvent liées à ce type de dépôts. Le golfe de Kara-Bogaz sur la mer Caspienne fournit un exemple actuel du fonctionnement de ces systèmes sédimentaires.

Au stade initial, où la communication avec la mer subsiste très partiellement, la salinité est déjà nettement plus forte dans le bassin que dans la mer ouverte alors que s'y déposent argiles et carbonates. Les apports de matière organique se font en surface à partir de la mer ouverte, sous forme de plancton qui ne survit pas au milieu sursalé et qui se sédimente au fond de la lagune, où les conditions biochimiques et physico-chimiques sont propices à la conservation de la substance organique.

Aux stades suivants, lorsque cesse la communication avec la mer, les dépôts évaporitiques d'anhydrite puis de sel succèdent aux dépôts argilo-carbonatés et organiques. En effet, si le climat est aride, les apports d'eau douce sont inexistants; et la concentration du milieu lagunaire croît avec l'évaporation. Si des réservoirs ont pu se former en même temps que les roches mères, la couche salifère qui les recouvre ensuite assure la meilleure protection aux accumulations éventuelles d'hydrocarbures.

— *Les milieux récifaux*. On désigne ainsi les zones où l'activité biologique est à l'origine de constructions sédi-



▶ *Carte de la concentration en matière organique dans les sédiments récents de la mer Noire.*

mentaires carbonatées capables de résister aux vagues. La structure topographique des fonds ainsi créés est telle que divers types de dépôts carbonatés (clastiques, chimiques, construits) et organiques se différencient entre la pleine mer et la côte.

Outre les récifs à polypiers, il existe diverses constructions issues de l'activité d'organismes tels que les Mollusques, les Algues, etc.

Les récifs calcaires du Permien de l'ouest du Texas présentent une grande ressemblance avec ceux des mers tropicales actuelles. Ces aires récifales représentent un biotope complexe où foisonne la vie aquatique et où les conditions de sédimentation confinée sont réunies localement, tandis qu'à côté, dans l'espace et/ou le temps, se forment des niveaux réservoirs.

Certains petits bassins de ces complexes, d'abord semi-fermés, peuvent connaître une évolution qui les isole complètement de la mer, provoquant les conditions d'une sédimentation évaporitique.

Les milieux les plus favorables à la conservation de la matière organique et donc à la formation de roches mères sont situés dans les lagunes de l'arrière-récif. Quant à l'huile formée après enfouissement, elle vient imprégner les niveaux poreux de la barrière récifale, où on la trouve accumulée à notre époque.

— *Le talus continental.* En différentes régions du monde, une grande quantité de matière organique s'accumule dans les sédiments actuels. C'est le cas le long de la côte occidentale de l'Afrique, dans le golfe de Guinée et surtout dans la Walvis Bay (Afrique du Sud-Ouest), ainsi que le long du littoral occidental de l'Inde, où la teneur en carbone organique atteint 10 %. Dans la mer de Béring, les teneurs de C_{org} les plus élevées sont observées au pied du talus du golfe d'Alaska.

Ces concentrations élevées en C_{org} sont liées au foisonnement des Diatomées, lequel est dû à des courants verticaux (upwellings) ramenant en surface des phosphates dissous. Le même phénomène est observé le long des côtes de Californie et du Pérou (C_{org} > 7 %). Les dépôts sont donc intimement liés à la bio-productivité de l'eau de surface dans les régions concernées.

Alors que la terre ferme produit 4.10^8 t/an de C_{org}, l'ensemble des océans en produit 23.10^9 t/an, soit 60 fois plus. Plus des 2/3 de cette masse sont créés le long des marges continentales. La distribution des zones de sédimentation organique maximale dépend des conditions géomorphologiques, climatiques et surtout océanologiques (courants marins). Les reconstitutions paléogéographiques des talus continentaux (ainsi que des autres environnements propices au dépôt des matières organiques) des époques géologiques passées constituent un problème particulièrement important pour la recherche pétrolière.

Roches réservoirs ou magasins

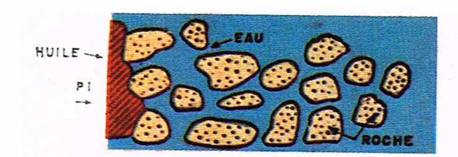
Objectifs de la recherche pétrolière puisqu'elles sont le siège des accumulations d'hydrocarbures, les roches réservoirs sont les plus étudiées, et donc les mieux connues, des complexes pétrolifères. Toute roche comportant des vides reliés entre eux, donc capable de contenir et de laisser circuler des hydrocarbures, est un magasin potentiel. Son rôle essentiellement passif de « contenant » rend son étude beaucoup plus facile que celle d'une roche mère qui se comporte en source complexe des hydrocarbures.

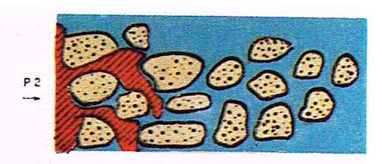
Caractéristiques physiques des roches réservoirs

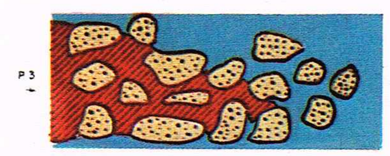
Les « vides » de la roche entre les grains minéraux sont en fait toujours occupés, dans les conditions du sous-sol, par un fluide : hydrocarbures liquides ou gazeux, eau douce ou eau salée. C'est l' « espace poreux de la roche », la propriété correspondante étant la *porosité*, qui conditionne le volume de fluide en place exprimé en % du volume total de la roche.

La *porosité utile*, qui rend compte des possibilités de drainage de la roche, correspond aux seuls vides reliés entre eux (par opposition à la porosité totale). Selon Levorsen (1956), on convient de l'échelle suivante : 0 à 5 % = porosité négligeable; 5 à 10 % = faible; 10 à 15 % = moyenne; 15 à 20 % = bonne; > 20 % = très bonne.

La *perméabilité* est l'aptitude d'une roche à laisser circuler les fluides. Elle s'exprime en millidarcys (1 darcy = 1 cm^3 de fluide de viscosité 1 passant par seconde, par

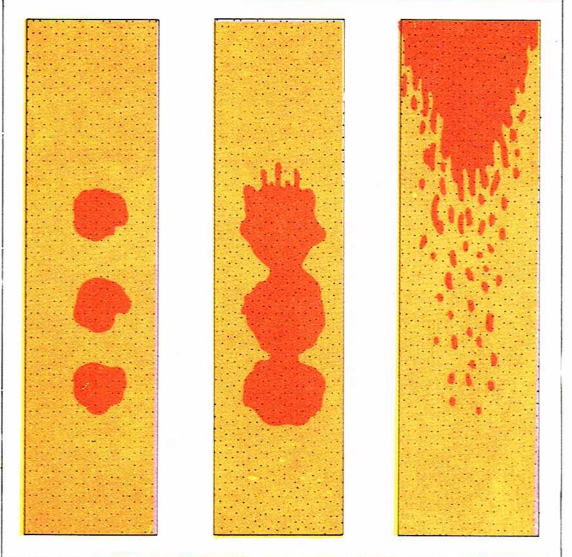






redessiné A. Combaz

▲ *Séquence montrant la pénétration progressive de l'huile dans les pores d'un grès sous l'influence d'une pression croissante (d'après G. A. Hill; A. Perrodon,* Géologie du pétrole, *P. U. F., 1966).*



I.G.D.A.

◄ *Expérience montrant comment la différence de densité entre le pétrole et l'eau peut vaincre les forces de capillarité qui s'opposent au mouvement du pétrole. Dans du sable imprégné d'eau, le pétrole (en orange) ne se déplace d'une tache vers l'autre, et l'ensemble ne commence à se mouvoir, qu'à partir d'une certaine masse d'huile (d'après G. A. Hill).*

cm^2 de section, sous 1 atmosphère de pression différentielle). On distingue la perméabilité horizontale : parallèlement au litage, de la perméabilité verticale : perpendiculairement au litage. Celle-ci est presque toujours plus faible que celle-là. Dans les gisements, on observe de grandes variations de ce paramètre : 5 à 1 000 millidarcys, selon le degré de cimentation des grains de la roche et selon le degré de fissuration de celle-ci.

La relation entre ces degrés est vague et dépend du type de roche et de porosité. En général, un terrain très poreux est perméable. Pour la production, le facteur perméabilité est le plus important. Certaines roches sont en effet incapables de libérer l'huile qui les imprègne : il devient alors nécessaire de les fracturer pour les exploiter.

Porosité et perméabilité sont liées à la nature et/ou au calibre des constituants de la roche mais également aux phénomènes secondaires qui l'ont modifiée : cimentation, dissolution, fissuration, recristallisation, etc. Il existe deux types de méthodes pour mesurer ces paramètres : soit directement (en laboratoire sur échantillon plus ou moins calibré), soit indirectement (par diagraphies dans les sondages).

Pétrographie des roches réservoirs

Il existe deux types principaux de roches réservoirs :

— les roches détritiques, sables et grès, qui représentent la majeure partie des magasins connus et des réserves d'huiles mondiales; Hassi-Messaoud (Algérie) est un exemple de gisement appartenant à cette catégorie;

— les roches carbonatées, calcaires et dolomies, qui représentent le tiers des champs connus et environ 40 % des réserves mondiales; c'est le cas de nombreux champs du Moyen-Orient;

— les autres réserves imprègnent des magasins de natures variées (cap-rock des dômes de sel, silexites, roches volcaniques et métamorphiques).

● *Roches détritiques.* Elles sont formées des débris de roches érodées, transportés à l'état plus ou moins divisé à des distances variables, sédimentés et plus ou moins cimentés après enfouissement. La juxtaposition de ces débris et la consolidation de la roche, par tassement

et cimentation, laissent subsister plus ou moins de porosité.

Du point de vue minéralogique, l'élément dominant est le quartz, qui représente les 2/3 de la roche. Les autres composants sont les feldspaths, micas, minéraux argileux, minéraux lourds, calcite, etc.

Les facteurs lithologiques intervenant sur les caractéristiques du réservoir sont : la taille, le classement, la forme des grains, l'influence du constituant non siliceux et le tassement.

La *taille des grains*. La porosité est d'autant plus élevée que le sable est plus fin. La perméabilité, par contre, est d'autant plus forte que les grains sont plus gros. La surface spécifique des pores augmente rapidement quand diminue le diamètre des grains : (2 500 m^2/m^3 de roche pour des grains de 1,6 mm de diamètre, 83 000 m^2/m^3 de roche pour des grains de 0,05 mm de diamètre). Dans un gisement, la surface des pores porte toujours un film d'eau dont le volume finit par être très important par rapport au volume d'huile en place lorsque le diamètre des pores diminue. A la limite, le magasin ne sera pas producteur.

Le *classement des grains*. Ce caractère est très important. Les sables à classement uniforme ont la meilleure porosité, et la perméabilité est fonction du diamètre moyen des grains.

La *forme des grains*. L'arrondi des grains joue un rôle appréciable dans les caractéristiques physiques des sables. La porosité est d'autant plus élevée que les grains sont plus anguleux.

L'*influence du constituant non siliceux*. Les *argiles* interviennent notamment sur la rétention des fluides dans les magasins, donc sur les possibilités de drainage et de récupération. Elles réduisent sensiblement aussi la porosité et la perméabilité et introduisent une anisotropie dans les horizons magasins, en particulier entre les directions verticale et horizontale.

Les *ciments des grès* peuvent être *siliceux* (opale ou calcédonite provenant du dépôt de la silice dissoute dans l'eau d'imprégnation ayant circulé dans la roche), *carbonatés* (calcite ou dolomie provenant également des eaux de circulation) ou *argileux*, d'origine détritique ou de néoformation.

Des minéraux plus rares peuvent cimenter localement les grains de quartz : barytine, anhydrite, pyrite, etc. Tous ces ciments contribuent à diminuer, voire à annuler à la fois la porosité et la perméabilité.

Tassement. Il semble que les sables atteignent, dès le dépôt, leur arrangement le plus compact, de sorte que, au contraire des argiles, ils demeurent sensiblement incompressibles au cours de l'enfouissement.

● *Roches carbonatées*. Calcaires, dolomies ou calcaires dolomitiques, les réservoirs carbonatés comportent une grande variété de types différents selon que la roche est issue :

— d'une précipitation chimique, qui donne une roche à grain fin ou une structure oolithique ;

— d'une précipitation biochimique : calcaire construit par l'action métabolique de certains organismes, dits constructeurs ;

— d'une destruction mécanique des édifices calcaires préexistants : récifs calcaires, coquilles diverses donnant naissance à des amas de débris de taille variable, plus ou moins dissous, plus ou moins cimentés ;

— d'une altération physico-chimique des formations calcaires préexistantes ou en cours de sédimentation : dissolution, minéralisation et diagenèse par l'apport de magnésium (dolomitisation) ou de silice (silicification).

Il résulte de ces phénomènes génétiques et diagénétiques que la plupart des roches carbonatées sont capables de jouer le rôle de réservoir pour les hydrocarbures au titre de la porosité et de la perméabilité primaires aussi bien que secondaires.

Les porosités primaires les plus fortes apparaissent dans les calcaires à débris de coquilles, les calcaires oolithiques, les calcaires construits à polypiers et à Algues.

Les porosités et perméabilités secondaires les plus fortes, dues à des dissolutions, à la dolomitisation ou à des fractures, font souvent des roches carbonatées d'excellents magasins.

— *Magasins calcaires dus à des phénomènes de dissolution*. La dissolution due à la circulation d'eaux riches en CO_2 dans le réseau fissural amène parfois la formation de véritables petites cavernes dans les calcaires. C'est le même phénomène qui est à l'origine des karsts. Ainsi, au nord-est des États-Unis et dans l'Ontario (Canada), 90 % des gisements correspondent à ce type de magasin. Le fait qu'ils se situent à 30 m sous une surface de discordance montre bien que les phénomènes de dissolution sont liés à la circulation d'eaux chargées de CO_2 issues de la surface.

— *Magasins formés par dolomitisation*. Les dolomies diagénétiques résultent d'une transformation précoce de la calcite en dolomite, avant la consolidation des sédiments. Leur porosité est faible. Par contre, les dolomies épigénétiques, résultant de la transformation du sédiment consolidé où circulent des eaux magnésiennes dans un réseau de fractures, présentent en général une bonne porosité. Parfois, dans un deuxième temps, la calcite résiduelle, plus soluble que la dolomite, est dissoute par les eaux de circulation : la porosité et la perméabilité s'en trouvent considérablement augmentées. Le gisement de Parentis (Aquitaine) offre un exemple de magasin dolomitique.

— *Magasins dus à la fissuration ou la fracturation*. Ce sont, généralement, des roches compactes, carbonatées ou non, qui ne doivent qu'aux fissures leur qualité de magasin. Dans certains cas, celles-ci ne sont qu'un appoint aux porosité et perméabilité matricielles de la roche.

Fissures et fractures peuvent avoir des dimensions très variables, de l'état potentiel (quelques dizaines d'angströms) à quelques millimètres de largeur. Leur longueur linéaire ne dépasse généralement pas quelques mètres. Elles offrent souvent la voie de passage la plus facile, et les fluides de circulation y déposent fréquemment calcite, anhydrite ou asphalte. Aussi peuvent-elles être totalement colmatées par des dépôts secondaires.

La stimulation des puits producteurs a pour effet l'ouverture et le développement du réseau fissural par fracturation hydraulique et acidification.

L'origine des fissures est souvent liée à la tectonique ; les roches rigides, telles que les carbonates, atteignent vite leur limite d'élasticité au cours des déformations des terrains. Des réseaux de fractures accompagnent souvent les failles. D'autre part, on admet que sous l'effet du tassement, au cours de l'enfouissement, les contraintes subies entraînent des fissurations en même temps que l'expulsion de l'eau d'imbibition des roches à texture fine.

La reconnaissance des magasins fissurés peut se faire au niveau des affleurements. Dans la mesure où la formation y présente de nombreuses diaclases, il est probable que le même caractère se conserve en profondeur. En cours de forage, les pertes de boue sont un signe certain de fissuration des formations traversées par l'outil. L'examen des carottes montre clairement aussi ce caractère. Enfin, la productivité des magasins fissurés est très supérieure à celle des autres réservoirs. A Kirkuk (Irak), de tels magasins produisent de 3 à 5 000 m^3 d'huile par jour et par puits.

● *Autres types de roches magasins*. Chaque fois qu'une roche quelconque, à la faveur des phénomènes d'altération ou de fracturation, présente au sein d'une série stratigraphique un espace poreux, elle joue le rôle de magasin pour les fluides imprégnant la série.

— *« Cap-rock » des dômes de sel*. Dans son ascension, un dôme de sel entraîne souvent une calotte rocheuse formée d'anhydrite et de calcite à la base, puis d'un complexe bréchique comportant des minéraux variés, notamment du soufre, des sulfures et de la barytine. Ce « cap-rock », qui dépasse parfois 100 m de puissance, est abondamment fracturé. Il s'y ajoute souvent des vides provenant de la dissolution de sel par les eaux de circulation. Il peut donc constituer un excellent réservoir. De nombreux exemples de gisements de ce type existent, en particulier dans le Texas.

— *Roches siliceuses*. Les argiles silicifiées de l'Éocène du Gabon, les cherts du Miocène des bassins de Santa Maria et San Joaquin (Californie) sont des magasins exploités correspondant à ce type.

— *Roches métamorphiques et éruptives*. Plusieurs cas de roches de ce type sont connus ; elles sont fracturées ou altérées, et forment des réservoirs productifs en Californie, au Venezuela, au Maroc. Dans ce dernier cas, en bordure de la plaine du Rharb (Maroc du Nord), une partie de la production provient d'une formation

gréso-schisteuse métamorphique, une autre d'un granite fissuré et altéré, sous la discordance du Miocène.

— *Roches volcaniques.* Enfin, quelques rares gisements concernent des roches intrusives, des basaltes. On en connaît à Cuba, aux États-Unis, en Sibérie, au Mexique.

Roches couvertures

L'espace poreux du magasin doit nécessairement être clos vers l'amont pour permettre l'accumulation des hydrocarbures issus des roches mères. Il faut donc une couche imperméable pour coiffer la roche réservoir et retenir les hydrocarbures dans le piège. Cette couche imperméable est une *roche couverture ;* elle est un des éléments clés permettant l'existence d'un gisement d'hydrocarbures liquides ou gazeux. Il en existe différents types, dont le trait commun est l'imperméabilité qui assure l'étanchéité d'un gisement. Une bonne couverture devra, en outre, résister à la fracturation, donc être plastique.

Les couches argileuses

Les couches argileuses constituent la plupart des couvertures des gisements exploités. Dans le cas des gisements sableux lenticulaires, elles sont souvent à la fois roche mère et roche couverture. L'imperméabilité des argiles résulte de la structure en feuillets des minéraux qui les composent en un arrangement très compact et souple, ne ménageant que des pores de très petite taille, remplis d'eau.

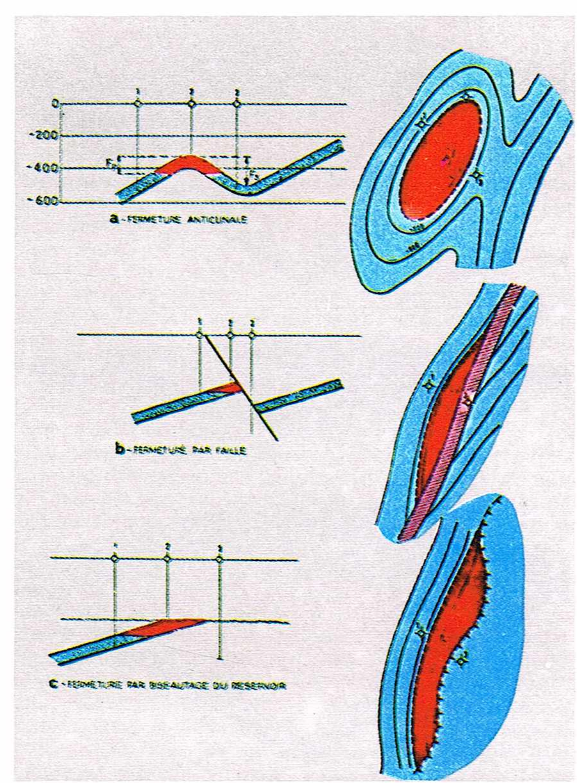
Souvent, une certaine proportion d'argile dans la roche couverture suffit à assurer une étanchéité suffisante à un piège pour permettre une accumulation : c'est le cas, notamment, des calcaires argileux.

Les évaporites

Les évaporites, c'est-à-dire le sel et l'anhydrite, constituent d'excellentes couvertures, très étanches et plastiques. Il en existe de nombreux exemples : citons le Tertiaire évaporitique couvrant le réservoir calcaire de l'Asmari en Iran et en Irak, le Trias salifère du Sahara couvrant le réservoir gréseux cambrien d'Hassi-Messaoud.

Dans la mesure où une région est faiblement tectonisée, une couverture de quelques mètres à quelques dizaines de mètres est suffisamment efficace. Par contre, il faut une couverture importante pour maintenir en place les hydrocarbures d'une région fortement tectonisée.

Dans de très nombreux cas, les hydrocarbures surtout gazeux diffusent, même faiblement, au travers des couvertures vers la surface, où l'on peut détecter des teneurs anormales dans les roches superficielles par des méthodes de prospection adaptées.



redessiné A. Combaz

◀ ***Fermeture des différents types de pièges (d'après J. Guillemot - Cours de géologie du pétrole; Technip, 1964).***



A. Combaz

▲ ***Pli anticlinal dans le sud de l'Iran (Fars) montrant la surface structurale et la coupe de la formation Asmari, principal réservoir dans le sud-ouest du pays (Dezful Nord et Sud).***

Les pièges

Toutes les fois qu'un réservoir affecte la forme d'un volume fermé dans le haut par une quelconque barrière de perméabilité, on est en présence d'un *piège*, c'est-à-dire d'un gisement potentiel d'hydrocarbures. Ce concept élargit celui de « structure anticlinale », introduit par White au siècle dernier, et qui ne représente finalement qu'un cas de figure parmi d'autres.

La *fermeture d'un piège* est donc un paramètre de base que l'on peut mesurer et qui intervient directement dans l'évaluation du volume des hydrocarbures en place dans un gisement. La *fermeture structurale* est la dénivelée comprise entre le sommet du piège et sa base (courbe de niveau fermée autour de celui-ci). La *fermeture pratique,* inférieure ou égale à la précédente, représente la hauteur de la zone imprégnée d'huile et/ou de gaz.

Ces valeurs varient de quelques dizaines à quelques centaines de mètres et conditionnent en partie l'importance des gisements. Cependant, certaines structures fermées sont stériles dans la mesure où elles ne drainent aucune roche mère, ou quand elles se sont vidées par déformation tectonique ou rupture de la couverture.

Un autre paramètre, important, conditionnant également le volume piégé est la *surface fermée.* Parmi les gisements géants, existent en effet des pièges dont la fermeture pratique est modeste mais dont la surface fermée est très grande. Mentionnons par exemple Burgan et Hassi-Messaoud :

Gisements	Fermeture	Surface fermée	Réserves en barils
Burgan (Koweït)	400 m	1 165 km²	66 milliards
Hassi-Messaoud (Algérie)	300 m	1 300 km²	35 milliards

Les pièges comportant plusieurs couches imprégnées de gaz et/ou d'huile sont des *champs,* par opposition aux *gisements,* qui n'en comportent qu'une. Ainsi, on parle du « gisement d'Hassi-Messaoud » et du « champ de Burgan ».

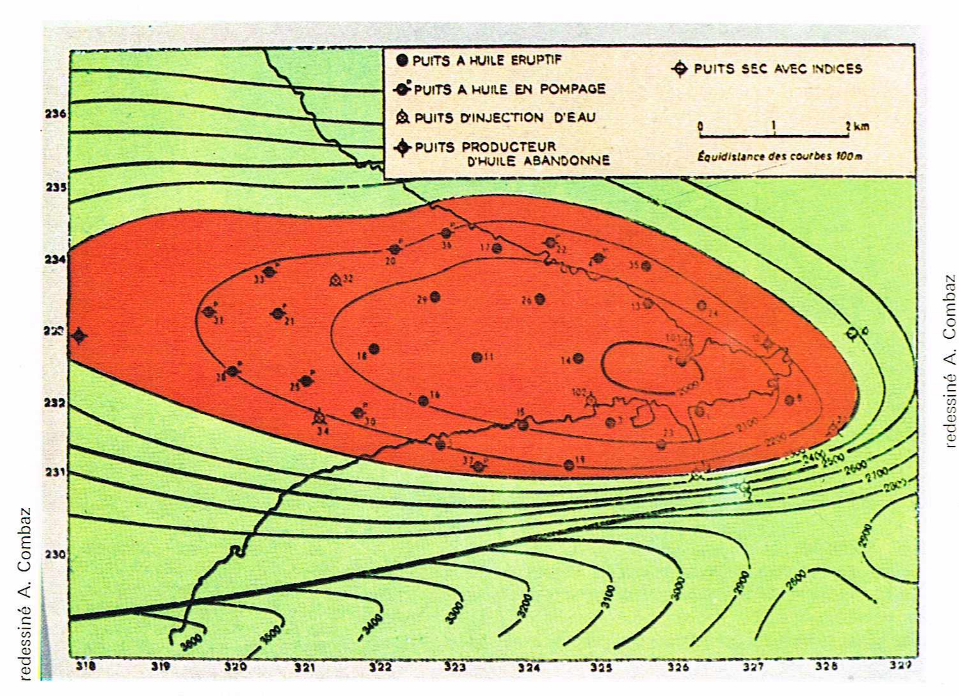
Le *type d'un piège* ressort des diverses classifications proposées, des « cas de figure » résultant surtout de la tectonique (pièges structuraux), de la nature et du mode de dépôt des roches magasins (pièges stratigraphiques) ou d'autres phénomènes, érosion, variation de perméabilité dans le réservoir, etc. Les premiers sont, de loin, les plus importants puisqu'ils représentent plus de la moitié des réserves mondiales de pétrole. Notons, toutefois, qu'ils sont aussi les plus faciles à trouver et que l'avenir conduira certainement à la découverte d'une proportion plus grande de gisements appartenant aux deux autres catégories.

Pièges structuraux

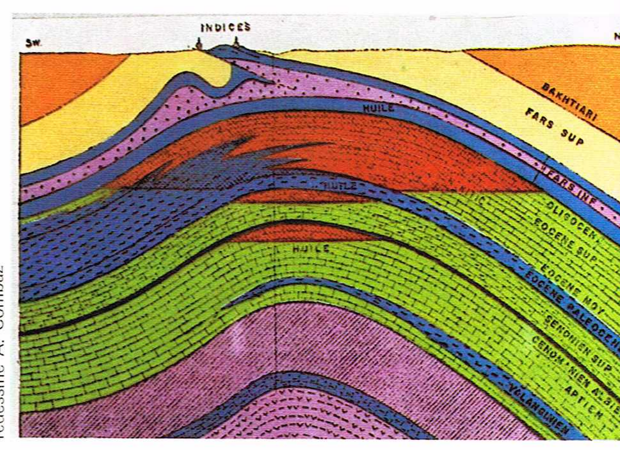
Ils sont formés par un pli anticlinal, par une ou plusieurs failles — ou la combinaison des deux sortes d'accidents structuraux, — et par la tectonique salifère.

● *Les anticlinaux.*

Ils illustrent le cas classique et le plus anciennement reconnu du pli allongé, ou très court (dôme), convexe vers le haut, piège idéal pour les hydrocarbures. Leurs formes et leurs dimensions dépendent du style tectonique



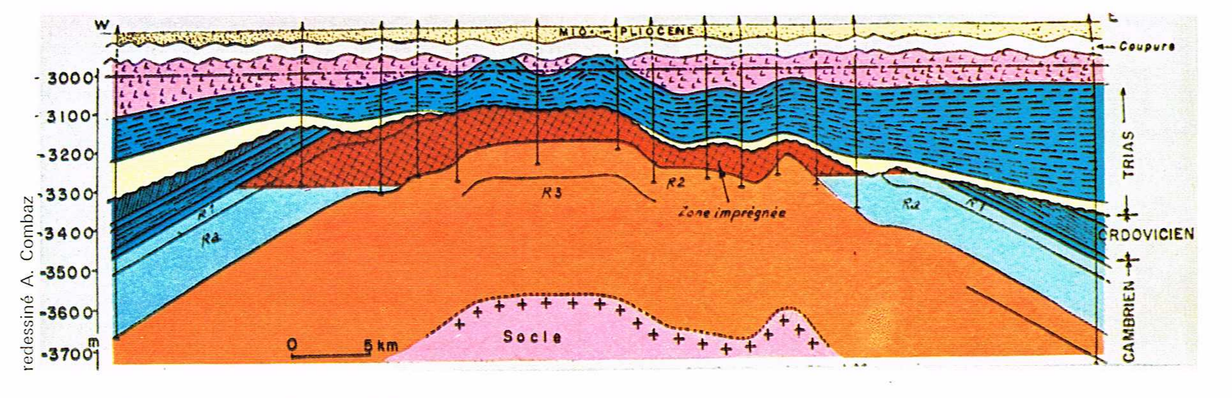
redessiné A. Combaz



redessiné A. Combaz

◀▲ *Ci-contre, le gisement de Parentis, France. Isobathes du toit du réservoir (d'après rapport J. Guillemot; B. R. P., 1959). Ci-dessus, le gisement de Kirkuk (Irak) [d'après Alain Perrodon,* Géologie du pétrole, *P. U. F., 1966].*

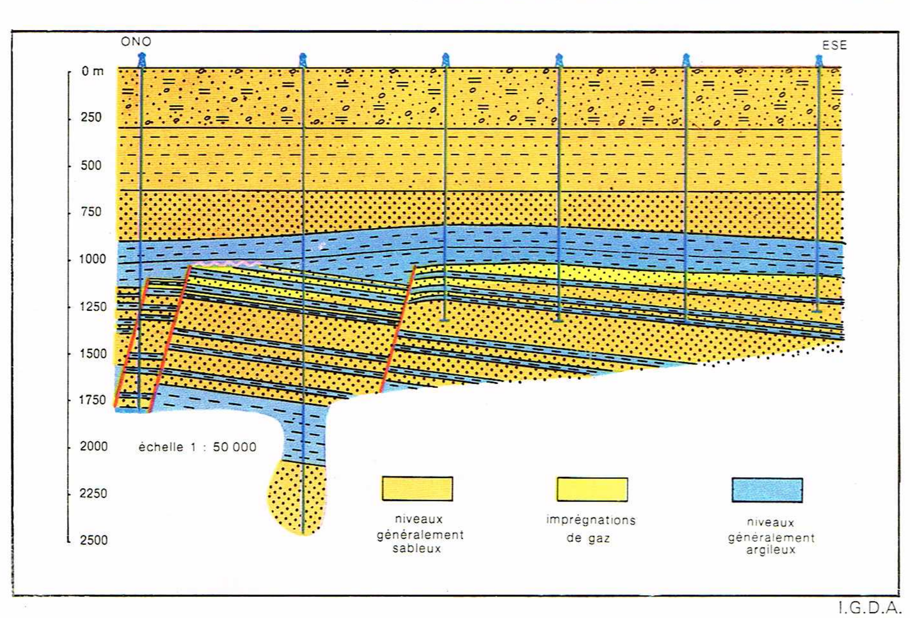
▼ *Coupe ouest-est de la structure d'Hassi-Messaoud (Sahara) au niveau réservoir (hauteurs × 25) [d'après Malenfer et Tillous; Alain Perrodon,* Géologie du pétrole, *P. U. F., 1966].*



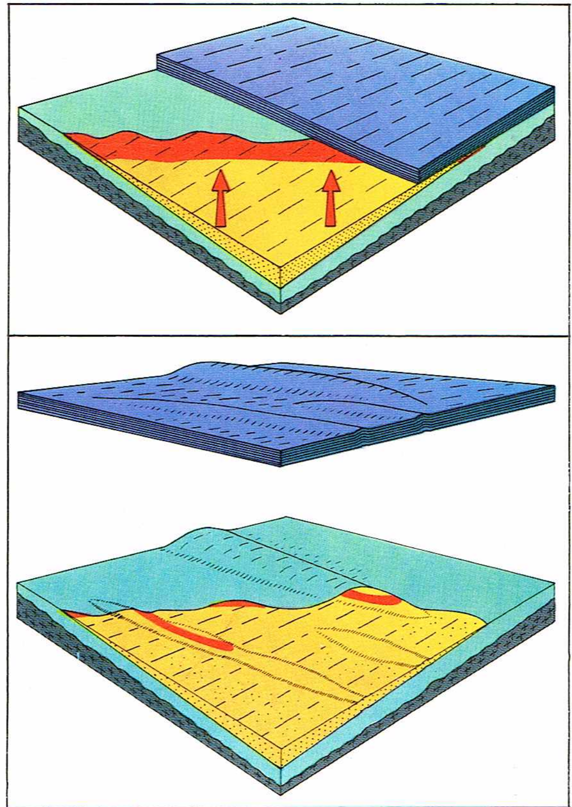
redessiné A. Combaz

▶ ***La formation de gisements par piège anticlinal successivement lors de la phase principale de migration du pétrole. Après plissement, celui-ci est drainé vers le toit des anticlinaux, là où existe le réservoir gréseux. Seuls les pièges stratigraphiques non situés dans la zone de drainage des anticlinaux conservent une accumulation d'huile (d'après Levorsen).***

▼ ***Pièges par failles dans le champ de gaz de Corregio (Émilie, Italie) [d'après A. G. I. P. Mineraria].***



I.G.D.A.



I.G.D.A.

régional ; ils résultent de phénomènes orogéniques, épirogéniques, ou liés à l'halokinèse (montée des dômes de sel).

Aux phénomènes orogéniques (plis de couvertures) résultant d'efforts tangentiels correspondent des anticlinaux étroits et le plus souvent dissymétriques, voire *faillés,* et même *chevauchants* quand on se rapproche de l'axe des chaînes montagneuses.

Les mouvements épirogéniques (plis de fond) sont des déplacements verticaux du socle profond entraînant la déformation de la couverture sédimentaire autour d'un noyau compact et rigide, tel qu'un récif calcaire.

Les exemples de gisements de type anticlinal sont particulièrement nombreux. En France, c'est le cas de Lacq, de Parentis, de Coulommes.

Au Sahara, Hassi-Messaoud (500 millions de m^3 de réserves) représente un bon exemple de bombement à grand rayon de courbure lié à un accident du socle. Le réservoir est constitué par les grès du Paléozoïque ancien érodé, recouvert par un Trias transgressif salifère qui assure une couverture efficace du piège.

Les gisements d'Irak et d'Iran illustrent bien la tectonique de couverture avec des plis anticlinaux allongés et alignés datant de l'orogenèse pliocène qui a conduit à l'érection du Zagros. Les champs de Kirkuk (Irak), d'Ahwaz, d'Agha-Jari, de Gash-Saran (Iran) et de nombreux autres sont des exemples très typiques de pièges anticlinaux. La formation réservoir est constituée par les calcaires oligocènes de l'Asmari recouverts par l'assise salifère du Miocène inférieur (Fars). Un décalage de l'axe profond par rapport à l'axe de surface est souvent observé par suite du décollement de près de 2 km de la série des Fars salifères sur le réservoir Asmari. Ainsi, des forages verticaux implantés sur la structure de surface n'atteindraient pas le réservoir imprégné.

Dans les pays de tectonique complexe à composante tangentielle importante, des écailles, voire des nappes de charriage peuvent constituer des pièges productifs : citons la Turner Valley (Canada occidental) et divers champs des Carpates (Pologne et Roumanie).

Enfin, une discordance peut masquer complètement les structures profondes ; c'est le cas de divers gisements, tels que celui de Parentis, qui n'apparaît absolument pas en surface.

● *Pièges par failles.*

Une faille peut déterminer la formation d'un gisement en fermant par son rejet une couche réservoir par un terrain imperméable. Peu de gisements sont exempts d'une ou de plusieurs fractures, mais les cas où celles-ci assurent elles-mêmes la fermeture sont moins fréquents. Celle-ci dépend de l'importance du rejet, qui doit être supérieur à l'épaisseur du réservoir.

Souvent, le rôle des failles est au contraire destructeur : elles favorisent la dismigration des hydrocarbures et l'introduction d'eau douce dans un gisement. Cependant, elles constituent également des voies de migration par lesquelles peuvent être alimentés des gisements.

Les pièges par faille, « noses » faillés ou monoclinaux faillés, sont liés à des failles normales ou inverses. Les failles normales se traduisent par un éloignement latéral des strates. Les accumulations se trouvent alors souvent dans les compartiments hauts : Pechelbronn en France, Hohne (220 000 t/an) en Allemagne, Zarzaïtine (7 Mt/an) au Sahara, etc., mais aussi dans les compartiments abaissés : Hankensbüttel en Allemagne, Velasquez et Cantagallo (500 000 t/an) en Colombie, etc.

Contrairement aux failles normales, les failles inverses marquent une tectonique tangentielle ; les pièges qui leur sont associés sont souvent complexes. Les accumulations liées au compartiment élevé se situent en général dans un repli de la couche faisant figure d'anticlinal faillé. Dans les régions à tectonique complexe, il existe souvent des accumulations dans le compartiment bas, par exemple dans la région de Bakou et en Californie.

En fait, la plupart des pièges structuraux combinent les plis et les failles, et le rôle de ces dernières est relativement mineur. Certains systèmes de pièges plissés et compartimentés présentent une complexité particulière, par exemple, le champ d'East-Penal à Trinidad, de Boryslaw en Pologne... Lorsque les conditions tectoniques sont trop complexes, outre la difficulté de conduire une exploration efficace, il se produit une dispersion plutôt qu'une concentration des hydrocarbures, et ces structures ne renferment que rarement des gisements commercialement exploitables.

● *Les structures intrusives.*

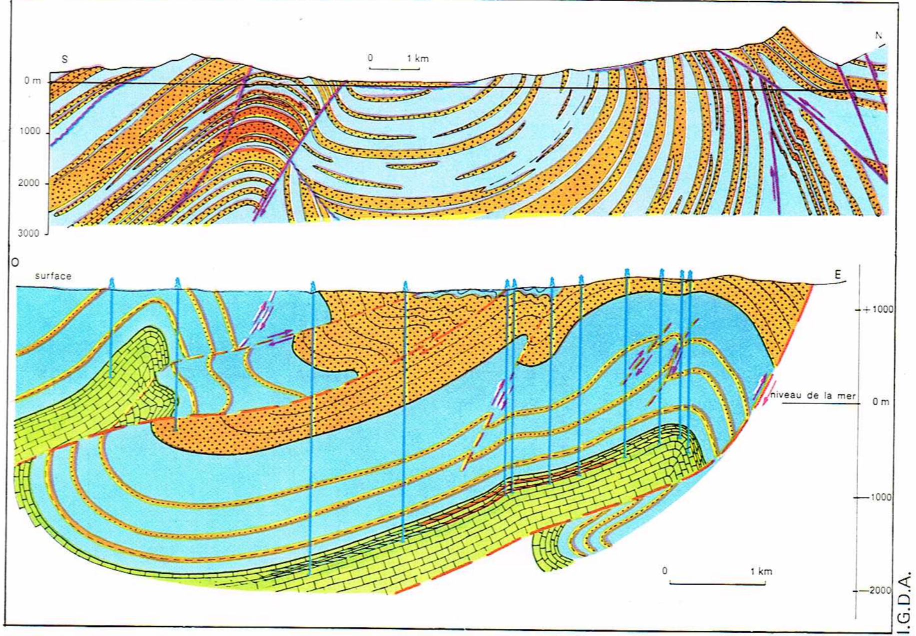
Les intrusions susceptibles de produire des pièges concernent les roches plastiques à basse température, telles que les argiles et surtout le sel.

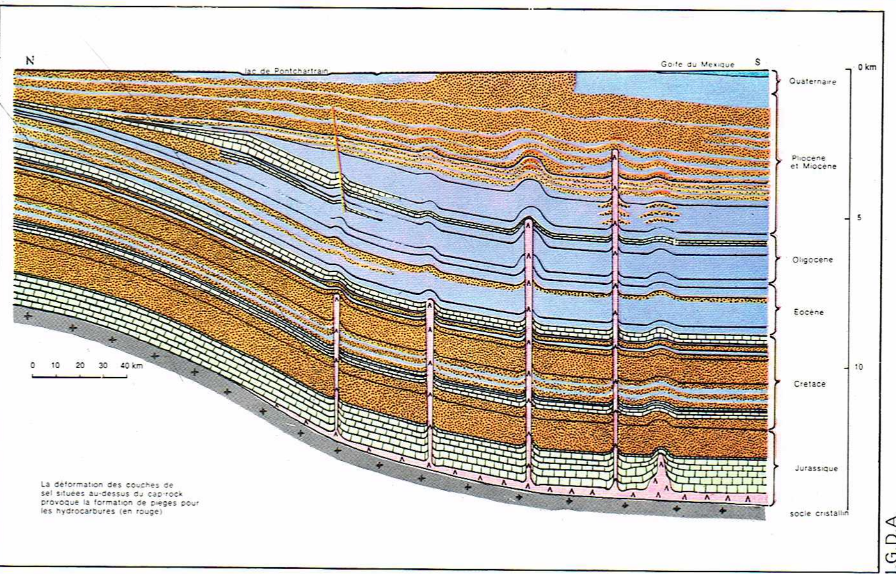
La tectonique salifère ou halokinèse est très particulière : le sel s'y comporte comme une substance plastique, de faible densité (2,2), subissant en profondeur sous l'effet de la température et de la pression d'importantes déformations conduisant à son injection dans les séries sus-jacentes. Cette migration entraîne un retrait du sel sur le pourtour de l'anomalie, provoquant un épaississement périphérique des couches sus-jacentes qui peut atteindre plusieurs milliers de mètres. L'accroissement de pression qui en résulte, dès que l'épaisseur des sédiments est de 600 m, favorise la montée du dôme de sel qui traverse à l'emporte-pièce les terrains sus-jacents. La forme en dôme du diapir évolue alors en « champignon » ou en « doigt de gant ».

D'après les études sur modèles réduits, l'ascension est lente au début puis s'accélère jusqu'aux 3/4 de la hauteur finale, et se ralentit ensuite au voisinage de la surface du sol. On connaît en Iran de telles formations ayant atteint la surface du sol (glaciers de sel).

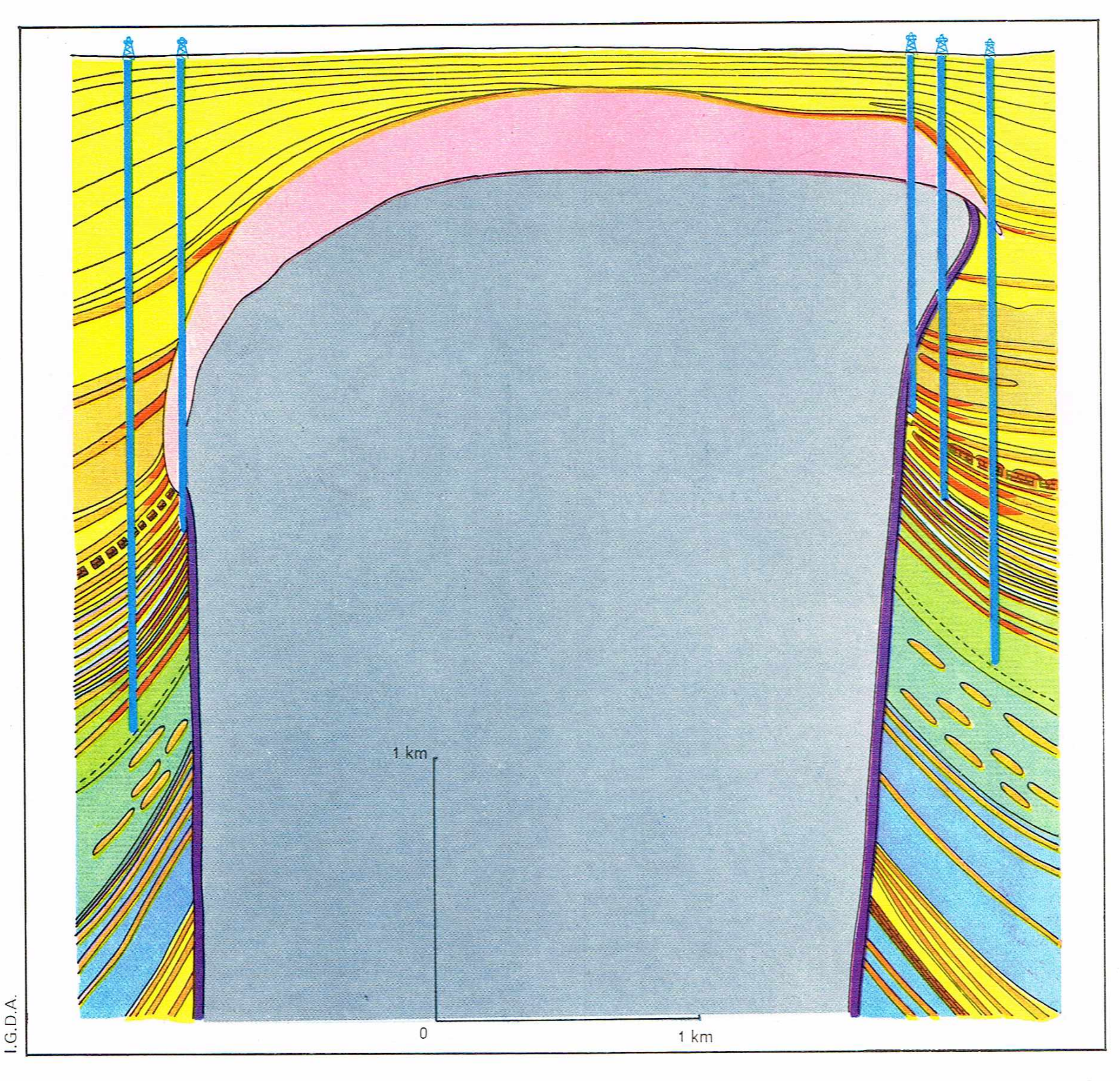
La naissance et l'évolution de ces intumescences jouent un rôle important dans le piégeage des hydrocarbures. D'une part, les variations de faciès sédimentaires au voisinage des structures salifères ascendantes sont

▼ *Ci-dessous, deux types de pièges mixtes.* ***En haut, coupe à travers deux champs pétrolifères de Californie : anticlinal faillé à gauche, pli renversé faillé érodé à droite où l'huile a subi l'altération bactérienne du fait de la pénétration des eaux de surface dans les réservoirs (d'après Bailey) ; en bas, exemple de pli chevauchant faillé à niveaux imprégnés dans l'Alberta (Canada). Pétrole et gaz sont piégés dans les horizons dolomitiques du toit de la formation calcaire du Paléozoïque (d'après Levorsen). En bas, coupe dans la région du delta du Mississippi montrant la perforation des séries sédimentaires sus-jacentes par la montée des diapirs de sel. Les hauteurs sont fortement exagérées (d'après Carsey).***





▶ ***Section au niveau d'un sommet de diapir salin (zone du cap-rock) du Texas. De nombreux niveaux gréseux soulevés, étirés et obturés par le sel, ont empiégé des hydrocarbures (d'après Russel).***



I.G.D.A.

TERTIAIRE
CRETACE SUP
FIN TERTIAIRE
CRETACE INF
FIN DU CRETACE INFERIEUR
DOGGER
TRANSGRESSION DU CRETACE INFERIEUR
LIAS
FIN DU LIAS
RHETIEN
KEUPER
FIN KEUPER
MUSCHELKALK
BUNTSANDSTEIN
ZECHSTEIN
PREZECHSTEIN

redessiné A. Combaz

▶ ***Différents types de dômes de sel en fonction de l'épaisseur du dépôt - en Allemagne du Nord (d'après Trusheim; Alain Perrodon, Géologie du pétrole, P. U. F., 1966).***

souvent à l'origine de roches magasins (corps sableux en particulier). D'autre part, au stade perçant, les dômes de sel provoquent un système de failles très complexe favorisant la migration. Au stade final de l'ascension se forme le *cap-rock* qui coiffe certains dômes de sel, formé surtout de gypse, d'anhydrite, de calcaire et de dolomie, résidus insolubles de la masse saline, qui peut constituer un réservoir. En outre, plusieurs types de pièges sont associés aux dômes de sel. Certains concernent le cap-rock qui est naturellement placé en position structurale haute et fermée par rapport aux terrains encaissants. La répartition des zones productrices y est très capricieuse mais leur productivité est en général très élevée.

Les *pièges de super-cap* se placent dans les couches réservoirs sus-jacentes, déformées par la tectonique salifère : les gisements gabonais (Ozouri et Pointe-Clairette) entrent dans cette catégorie. Ces gisements sont généralement très faillés.

Par suite du relèvement des niveaux poreux traversés par le diapir, apparaissent également des *pièges de flanc*. D'autre part, la croissance des dômes étant en général synsédimentaire, la variation des épaisseurs et des faciès des sédiments déposés dans les synclinaux périphériques entraîne le développement de corps poreux biseautés, relevés sur les flancs de la structure, que l'on doit considérer comme des *pièges stratigraphiques*.

Citons certaines des régions classiques où est observée la tectonique salifère :

— la Gulf Coast, avec des diapirs en doigts de gants de plusieurs milliers de mètres de haut et un sel d'âge jurassique :

— l'Allemagne du Nord, aux intumescences allongées souvent complexes de sel du Permien Supérieur ;

— le bassin côtier du Gabon, où le sel d'âge aptien forme avec des diapirs profonds des pièges de super-cap.

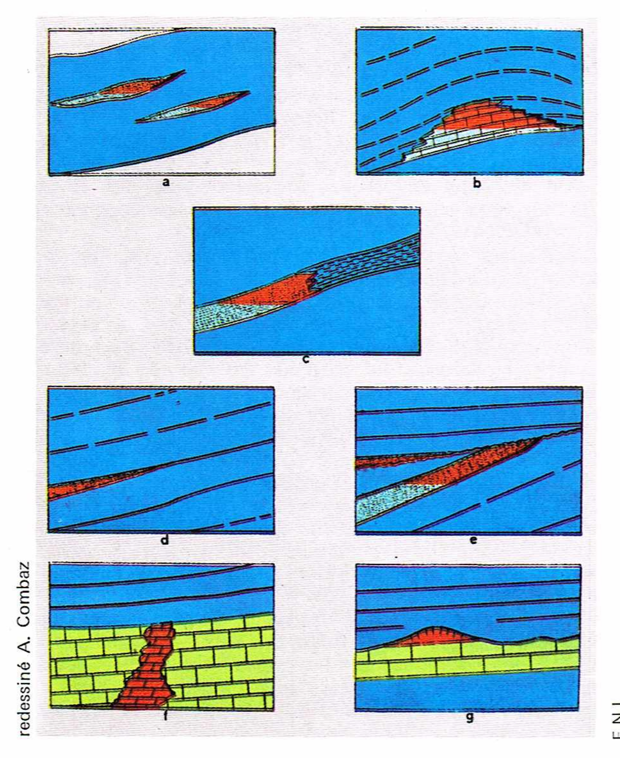
Les gisements de ce type se caractérisent par une grande variétés de pièges, une productivité importante, des pressions élevées et des huiles généralement lourdes.

Pièges stratigraphiques

Lorsque la fermeture permettant une accumulation d'hydrocarbures n'est pas due à une déformation de la couche réservoir mais à une barrière de perméabilité d'origine lithologique, le piège est dit *stratigraphique*.

● Les *pièges stratigraphiques primaires* sont liés à la nature pétrographique du magasin. Un corps poreux et perméable est ainsi individualisé au sein d'une formation imperméable. On en distingue deux types principaux.

— Les *pièges primaires détritiques*, ou *corps sableux*, aux éléments plus ou moins grossiers et cimentés. Les *lentilles de sables* ou *de grès*, immergées dans une formation argileuse, peuvent affecter des dimensions et des formes variables. Elles correspondent à des sables éoliens, à des bancs de sable de plages, ou des barres littorales, à des dépôts profonds, dus à des courants de turbidité, ou encore à des dépôts formés au voisinage des reliefs sous-marins. Les formations lenticulaires apparaissent principalement sur le plateau continental, non loin des sources d'apports terrigènes.



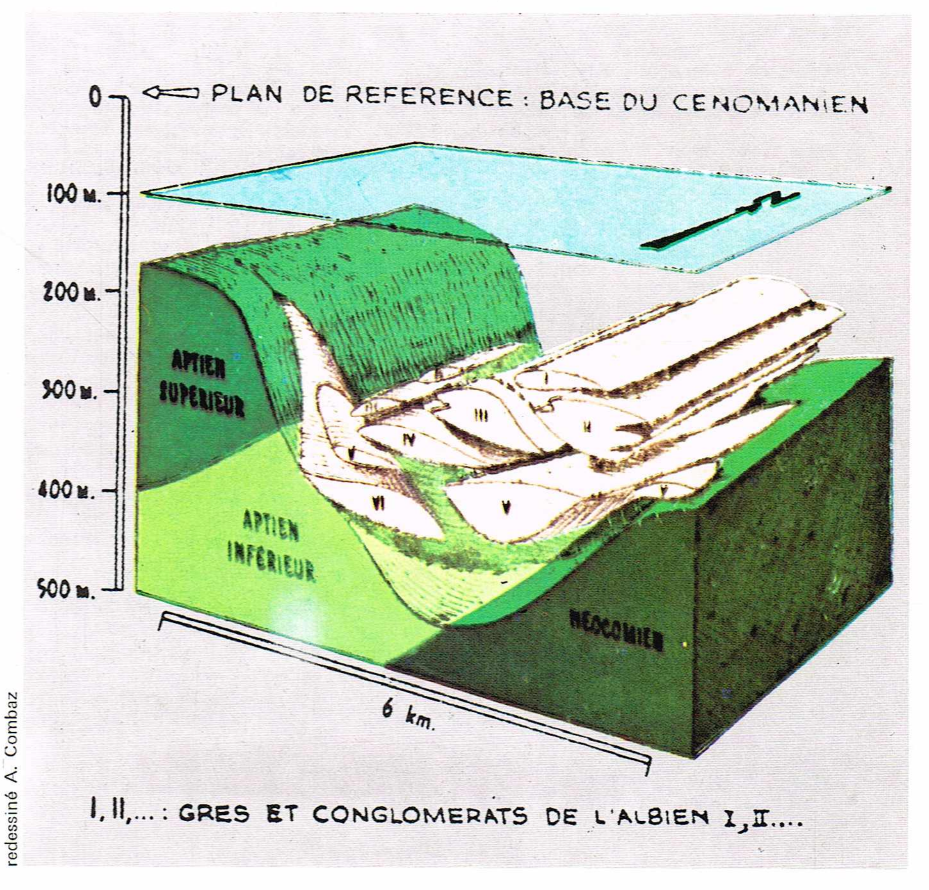
◀ *A gauche, principaux types de pièges stratigraphiques : a, lentilles sableuses ; b, récif ; c, passage latéral à un niveau imperméable ; d, biseau sédimentaire ; e, biseau d'érosion ; f, dolomitisation d'une formation calcaire ; g, altération de la roche (karstification)* [*d'après J. Guillemot,* Cours de géologie du pétrole, *Technip, 1964*].
A droite, une installation de forage dans le delta du Niger, zone où les hydrocarbures formés se sont concentrés dans les chenaux sableux qui matérialisent les bras du fleuve aux époques antérieures.

E.N.I.

A ce type de dépôt correspondent généralement des pièges discontinus, irréguliers et d'une prospection difficile. Le champ de Pechelbronn (Alsace) se rattache à cette catégorie. Aux États-Unis, on en connaît de nombreux exemples : en Pennsylvanie, au Kansas, au Texas, en Oklahoma... Certains corps sableux reproduisent fidèlement les cordons littoraux que nous observons dans la nature actuelle ; c'est le cas des sables de Burbank (Kansas), du gisement de gaz de Six Lakes (Michigan), ou encore du champ de Bisti (Nouveau-Mexique), qui est peut-être l'exemple le plus typique. Ces corps sableux, au large du rivage, déposés parallèlement à celui-ci, affectent une forme allongée assez régulière. Les grains de quartz bien classés leur confèrent, en général, de bonnes qualités de réservoir. En France, dans le Bassin parisien, les sables de Griselles et de Châteaurenard, d'âge néocomien, sont assimilables à ce type de dépôt.

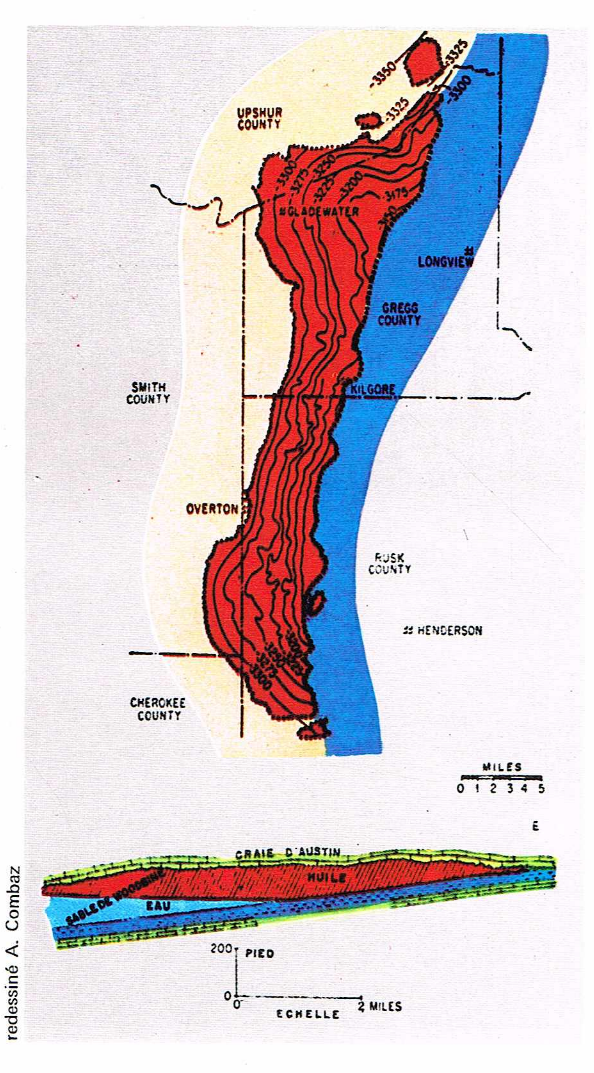
Le champ de Cazaux (Aquitaine) correspond à un type de dépôt plus profond, dû à des courants de turbidité récurrents au cours du dépôt de l'Albien. On y observe sept séquences successives, formant autant de magasins indépendants.

Les chenaux sont surtout typiques des formations deltaïques. Correspondant à d'anciens bras de fleuve, ils sont étroits et allongés. Leur allongement suit une direction perpendiculaire ou oblique par rapport à la côte. Les sables sont généralement mal classés et argileux, et présentent des contacts souvent brutaux avec les formations encaissantes. Les deltas proprement dits



▼ *Champ de Cazaux, France. Bloc diagramme montrant l'imbrication des corps gréseux conglomératiques de l'Albien (d'après Duprey et al. ; J. Guillemot,* Cours de géologie du pétrole, *Technip, 1964).*

▶ ***Carte et coupe du gisement d'East Texas (U. S. A.) [d'après Minor et Hanna; A. Perrodon, Géologie du pétrole, P. U. F., 1966].***



correspondent à des dépôts peu profonds en milieu saumâtre, où les dépôts sableux forment un réseau complexe imbriqué dans un ensemble argileux, souvent très riche en matière organique et jouant donc à la fois le rôle de roche mère et de roche couverture.

Le delta du Niger (Afrique occidentale), ainsi que celui de la Mahakam (Bornéo) constituent à cet égard de remarquables exemples. Formés dès le Miocène, ils ont accumulé jusqu'à nos jours des sédiments de ce type sur des milliers de mètres, et les hydrocarbures formés se sont concentrés, notamment à la faveur de déformations structurales, dans les chenaux sableux qui matérialisent les bras de fleuve à diverses époques.

— Les *pièges primaires carbonatés,* ou *formations récifales,* diffèrent radicalement des précédents, non seulement par la nature pétrographique des magasins mais surtout par leur processus de formation. Par opposition aux faciès détritiques, il s'agit ici de formations construites. Il s'ensuit, notamment, des caractéristiques physico-chimiques très différentes et une géométrie d'ensemble du piège également très différente. Enfin, les roches couvertures ne sont plus systématiquement des argiles : elles peuvent être des évaporites, mais sont le plus souvent de nature argilo-carbonatée.

Les calcaires bioclastiques (formés de débris) et oolithiques, capables de présenter une bonne perméabilité, peuvent être mis en parallèle avec les pièges en lentilles gréseuses. Mais l'essentiel de ce chapitre se rapporte aux *récifs calcaires,* formés des restes d'organismes coloniaux constructeurs essentiellement marins, vivant à faible profondeur ou au voisinage de la surface de l'eau, sous un climat chaud.

Le terme de *bioherme* s'applique aux constructions récifales typiques dues aux polypiers (coraux), Algues calcaires, Spongiaires, Crinoïdes, Lamellibranches, Brachiopodes, Bryozoaires, Foraminifères. Elles forment des atolls, des récifs frangeants, des récifs-barrières. Sur les flancs des biohermes peuvent s'accumuler des débris d'organismes constructeurs et de coquilles variées (biostromes). Latéralement, ces formations passent généralement à des lits calcaires ou argilo-calcaires dont l'épaisseur est considérablement réduite par rapport à celle de l'édifice construit. Il s'ensuit le développement local, lié à la topographie du fond sous-marin et à diverses conditions associées, d'une protubérance calcaire, dominant les sédiments avoisinants dont la flèche et l'étendue sont très variables.

Dans le monde actuel, des *récifs frangeants* sont connus dans la mer Rouge, le long du littoral. Les *récifs-barrières,* à l'écart du littoral, présentent un développement considérable sur la Grande barrière d'Australie, qui longe la côte nord-est sur 2 000 km et peut atteindre 200 km de large. En Polynésie, les atolls, constructions récifales circulaires autour d'un haut fond, représentent des exemples typiques de biotopes marins nés de l'activité des coraux.

On distingue encore des *récifs tabulaires* (en plateforme), sans lagon différencié et sans développement vertical accusé.

Au cours des temps géologiques, depuis le Précambrien jusqu'à l'époque actuelle, tous ces types de récifs ont existé. Citons, parmi les plus connus, ceux de l'époque dévonienne : en France, dans les Ardennes et dans la montagne Noire; en Afrique du Nord, dans le Sud marocain et le Sahara; en Australie. Au Canada (Alberta), les récifs du Leduc Member sont producteurs. Le calcaire récifal peut atteindre une épaisseur de l'ordre de 250 m. Chaque récif constituant un gisement (Leduc, Redwater, Golden Spike, Rainbow...), correspond à un bioherme particulier recouvert par les argiles vertes de l'Ireton Member. La porosité est différente suivant la zone biologique considérée : 5 à 15 % dans la zone à coraux et stromatopores, 3 à 5 % seulement dans la zone interne du lagon. Mais, parfois, la dolomitisation fait disparaître les structures primaires.

La structure biologique des récifs est maintenant bien connue, tant par l'étude des modèles actuels que par le travail des géologues sur les récifs fossiles. En résumé, les organismes constructeurs se développent du côté de la haute mer où l'eau est claire et oxygénée. Cependant, l'action plus ou moins destructrice des vagues tend à limiter la construction, et les débris s'accumulent sur le talus récifal (calcarénites). Les plus fins débris se répandent alentour en boues calcaires où abondent les micro-organismes à test carbonaté. La crête récifale est formée par les organismes constructeurs, eux-mêmes installés sur les squelettes de leurs prédécesseurs. Le lagon, ainsi protégé des vagues, est propice au foisonnement d'organismes de toutes sortes. Il s'y dépose un calcaire organogène, voire des dépôts de précipitation physico-chimique : des carbonates et même des sulfates. De plus, l'apport des cours d'eau, la végétation aérienne (mangrove) mêlent des dépôts détritiques et organiques terrestres à cette sédimentation.

Ainsi, dans un complexe récifal fossile, on distingue successivement en partant de la haute mer :

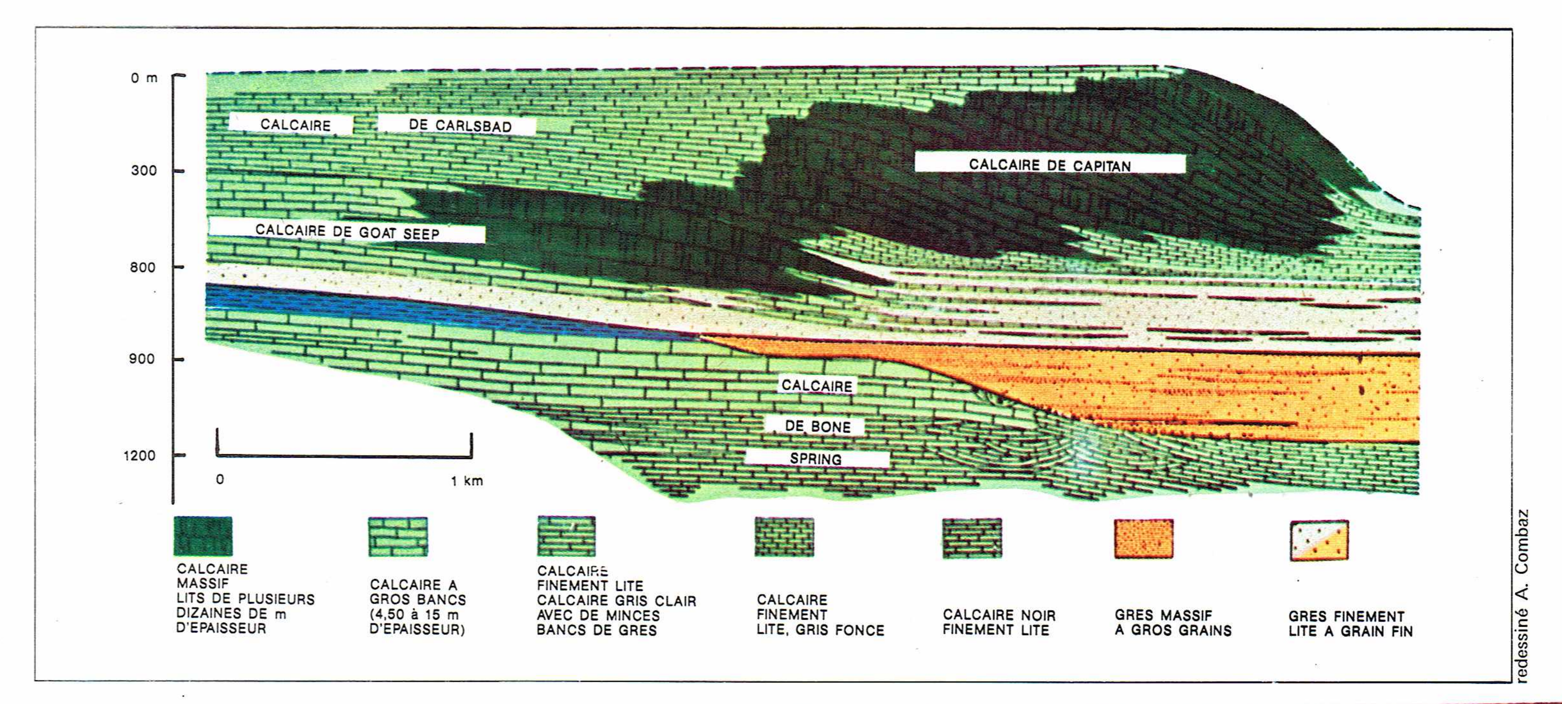
— les sédiments marins normaux (argiles plus ou moins calcaires, sables fins) ;

— l'avant-récif (formé de calcaires clastiques à débris plus ou moins grossiers), à pendages sédimentaires souvent très accentués;

— le récif proprement dit avec des coraux (ou Algues, etc.) en place, édifiant le « mur récifal »; on n'y distingue pas de stratification, et le contact est abrupt avec les formations de l'avant-récif;

— l'arrière-récif, correspondant aux sédiments du lagon (calcaires fins oolithiques, évaporitiques), régulièrement stratifiés et comportant des épisodes de dépôts terrigènes (sables fins, argiles, lignites) ; il s'y ajoute épisodiquement des petits développements récifaux.

A la faveur des déplacements de la ligne du rivage ou de la turbidité des eaux au cours des temps, on assiste, dans les régions de permanence des constructions récifales, à une migration des récifs. Si ceux-ci, au cours des temps, se déplacent vers le continent, marquant ainsi une avancée marine, ils sont dits *transgressifs ;* inversement, ils sont *régressifs* s'ils se déplacent en direction du bassin. Ces conditions influent notablement sur les capacités de piégeage du récif et sur la localisation des accumulations dans celui-ci. Suivant que les masses calcaires sont

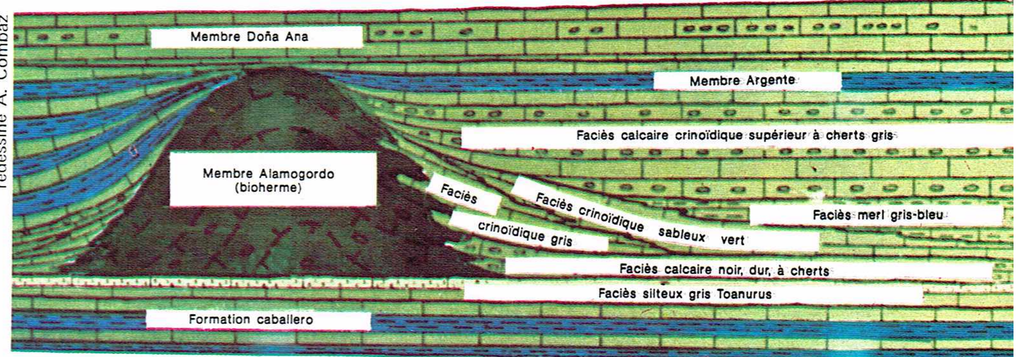


en relation ou non, les volumes poreux perméables offerts aux hydrocarbures vont permettre des migrations plus ou moins complexes et des accumulations diversement réparties.

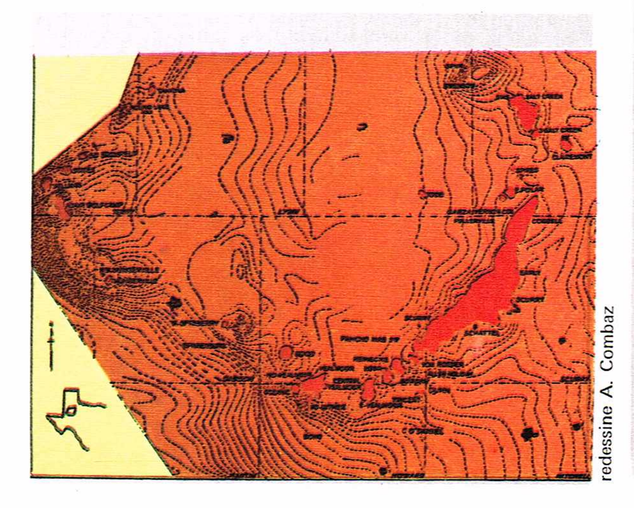
Les calcaires d'origine récifale sont souvent de très bons magasins ; mais la porosité a toutefois un caractère capricieux dans la masse du récif, ce qui entraîne parfois des différences de productivité d'un puits à l'autre sur un même champ. D'une manière générale, le récif proprement dit est plus compact et ses flancs sont plus poreux.

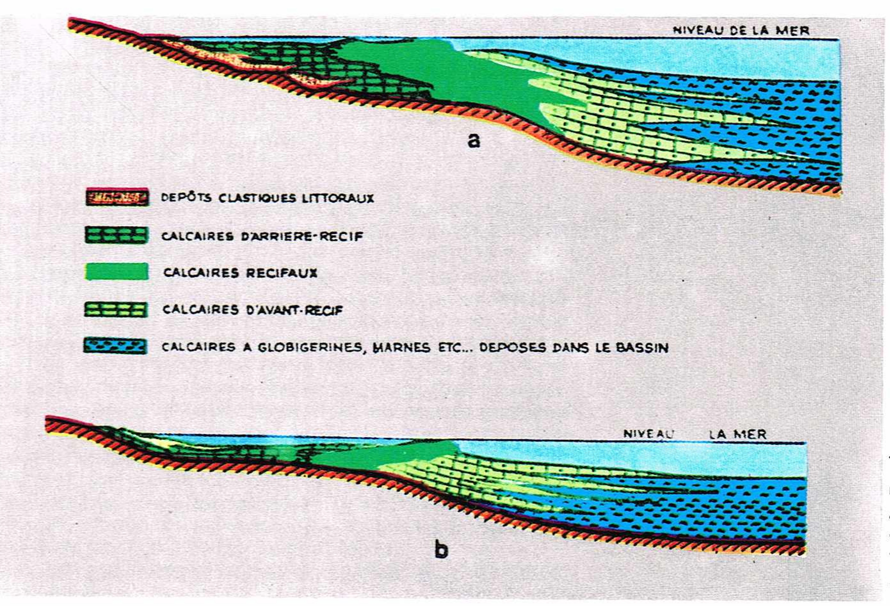
Bien que difficiles à déceler, les pièges récifaux constituent des « prospects » de choix. En effet, de par leurs conditions mêmes de formation en eau peu profonde, ils sont nécessairement placés en position structurale haute par rapport aux sédiments contemporains. Et les hydrocarbures formés dans les faciès roches mères associés au lagon sont aisément drainés dans ces pièges en relief par rapport à leur entourage. Les sédiments postérieurs viennent alors se mouler sur cette protubérance, assurant sa couverture et pouvant même donner lieu à des pièges d'allure anticlinale.

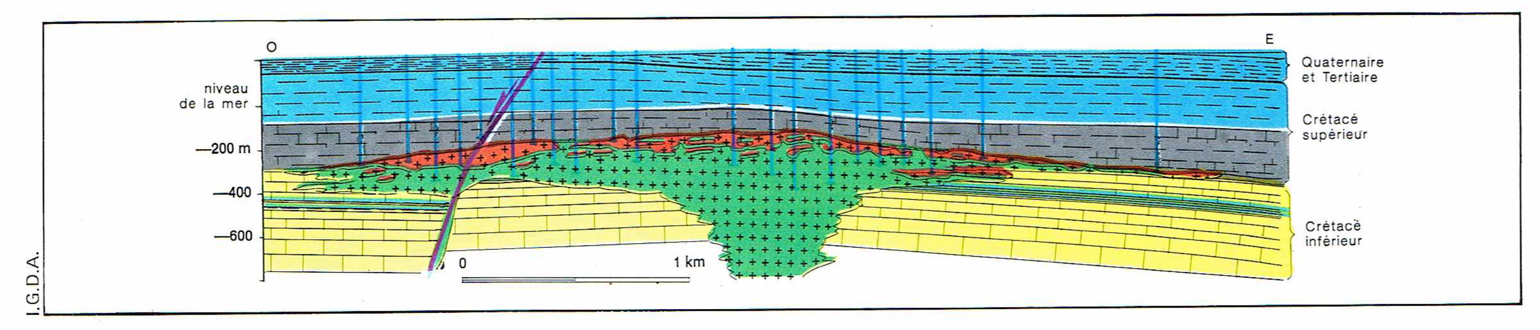
Parmi les régions productrices à pièges récifaux, le Texas et le Nouveau-Mexique sont célèbres. Il s'agit de récifs du Carbonifère et du Permien. Le champ de Scurry, au Texas, forme un vaste ensemble en forme d'atoll en fer à cheval de 150 km de long ; la formation récifale atteint 600 m d'épaisseur ; l'huile occupe toute la partie supérieure du récif en plusieurs zones discontinues qui dépendent de la porosité de la roche. Au Mexique, le champ de Faja de Oro, dans un chapelet de récifs du



▲ *En haut, coupe d'un récif ancien, El Capitan (Nouveau-Mexique) [d'après Levorsen; J. Guillemot,* **Cours de géologie du pétrole,** *Technip, 1964].*
Ci-dessus, coupe d'un bioherme (récif) typique dans le « Membre Alamogordo » de la « Formation Lake Valley » (Mississippien) du Nouveau-Mexique. Des biohermes similaires sont producteurs d'huile dans le Texas central du Nord (d'après Laudon et Bowsher, A. A. P. G., 1941).
▼ *A gauche, récifs pennsylvaniens productifs du Texas du Nord-Ouest dans la région de Surry (Horse Shoe Atoll) [d'après Myers, Stafford et Burnside; J. Guillemot,* **Cours de géologie du pétrole,** *Technip, 1964].*
A droite, migrations des récifs : a, récif transgressif; b, récif régressif (d'après Henson; J. Guillemot, **Cours de géologie du pétrole,** *Technip, 1964).*







▲ ***Section d'un gisement du Texas dans une roche volcanique pyroclastique. Le pétrole (en orange) occupe l'espace poreux dû à l'altération du toit de la roche (d'après Collingwood et Rettger).***

Crétacé inférieur, s'allonge sur 200 km en bordure de la côte du golfe du Mexique. Le réservoir, qui dépasse 2 500 m d'épaisseur, a des caractéristiques très favorables puisqu'un seul puits a pu dépasser le débit de 42 000 m^3 d'huile par jour.

De nombreux autres gisements dus à des pièges récifaux sont connus dans le monde, notamment au Moyen-Orient (Iran, Irak, Turquie), en U.R.S.S. et en Afrique (Égypte, Libye).

● *Les pièges stratigraphiques secondaires* ne sont pas contemporains de la sédimentation mais procèdent de phénomènes post-sédimentaires tels que des transgressions ou des discordances.

— *Pièges de discordance*. On découvre dans cette catégorie quelques-uns des plus grands champs du monde :

* le gisement d'East-Texas, d'une capacité de production de 800 millions de m^3 d'huile, est formé par un biseau des sables du Crétacé supérieur entre deux surfaces de discordance. Sa superficie productive représente 520 km^2 ;

* au Venezuela, les champs de la côte Bolivar, dans le bassin de Maracaïbo, couvrent une superficie de 1 250 km^2. Le piège est formé par une série sableuse transgressive d'âge miocène, discordante sur une série éocène, elle-même productive par biseau sous discordance.

— *Pièges formés par altération chimique*. Les eaux météoriques d'infiltration chargées de gaz carbonique exercent une action dissolvante, notamment sur les carbonates. Les surfaces de discordance peuvent donc acquérir de bonnes caractéristiques de réservoir. Postérieurement, des eaux magnésiennes viennent souvent dolomitiser les zones altérées tout en conservant de bonnes porosité et perméabilité au réservoir. Les champs de Lima (Indiana), dans les calcaires de l'Ordovicien, appartiennent à cette catégorie. Leur production cumulée dépasse 80 millions de m^3. Le champ de Deep River (Michigan), dans une étroite bande dolomitisée le long d'un système de fractures des calcaires dévoniens, se rattache aussi à ce type de pièges.

Pièges divers

Dans cette catégorie sont regroupés les pièges qui ne rentrent pas dans les précédentes ou qui se rattachent à plusieurs d'entre elles *(pièges mixtes)*. Une telle ambiguïté s'explique aisément si l'on considère qu'une anomalie structurale est souvent à l'origine d'une variation d'épaisseur ou même de faciès sédimentaire. Ainsi les facteurs structuraux et stratigraphiques contribuent-ils parfois également à la formation d'un piège.

Dans certains cas, la fracturation à l'origine du réservoir constitue elle-même un piège sans déformation tectonique ni changement de faciès. C'est le cas, par exemple, du gisement de Florence (Colorado) dans des argiles fracturées du Crétacé (« Pierre Dhales ») et du champ de Spraberry (Texas) avec 45 millions de m^3 d'huile, formé d'argilites et de siltstones fracturés.

Au Maroc, le gisement de l'Oued-Beth, dans le Rharb, est installé dans un schiste métamorphique fracturé.

Enfin, dans certains riches bassins pétrolifères, des couches monoclinales peuvent être obturées par des huiles oxydées formant bouchon. C'est le cas des gisements de Calinga, en Californie, et de Merre Grande, au Venezuela.

Eaux de formation et hydrodynamisme

● *Eaux de formation*.

L'espace poreux des roches du sous-sol est entièrement imprégné d'eau, en général d'autant plus salée que la profondeur est plus grande. Les accumulations d'hydrocarbures liquides et gazeux restent donc relativement exceptionnelles par rapport à cet aquifère fondamental. On conçoit que le rôle des eaux de formation soit capital à tous les stades d'évolution d'un gisement d'hydrocarbures.

Dans une roche magasin, l'eau est présente sous forme d'*eau libre*, capable de mouvement en fonction des gradients de pression, et d'*eau interstitielle*, qui tapisse les pores, isolant les hydrocarbures de la trame minérale et restant en place par le jeu des forces de capillarité.

Les *eaux de gisement* (comme dans le cas général des eaux de formation) sont diversement minéralisées. Elles dissolvent divers minéraux au cours de leurs cheminements souterrains, et héritent, du fait des pressions croissant avec la profondeur, des ions éliminés par la compaction des argiles, et échangent enfin leurs cations avec les minéraux qu'elles imprègnent. Tous ces processus complexes sont étudiés dans le cadre de l'hydrogéochimie.

Si certains gisements renferment des eaux douces, comprenant quelques centaines de milligrammes de sels par litre (Châteaurenard = 117 mg/l), d'autres ont des aquifères très chargés en sels, dépassant 300 g/l. Certaines eaux sursaturées atteignent 400 et même 600 g/l : c'est le cas de la dolomie triasique du Sahara et de la dolomie de Salina (Michigan). Les éléments dissous sont essentiellement le sodium, le calcium, le potassium, le magnésium, le fer (cations). Quant aux principaux anions, ce sont

$$Cl^-,\ Br^-,\ SO_4^{=},\ S_2^{=},\ S_2O_3^{=},\ CO_3^{=},\ CO_3H^{=}.$$

Les variations régionales de salinité sont mises en évidence par des cartes d'isosalinité qui montrent les zones envahies par l'eau douce. Celles-ci sont souvent à l'origine du déplacement, voire de la destruction des gisements. En effet, la présence des sulfates dissous provoque la prolifération des bactéries sulfato-réductrices, qui les transforment en SH_2 au détriment des hydrocarbures dont elles consomment préférentiellement les alcanes.

En règle générale, les accumulations sont observées dans les zones n'ayant pas subi l'invasion des eaux de surface.

En outre, la différence des densités des fluides en présence joue un rôle non négligeable sur la fermeture : celle-ci devra être d'autant plus importante que la densité de l'huile sera plus élevée.

● *Facteurs hydrodynamiques*.

Les aquifères sont rarement immobiles, et leur flux, même très lent, notamment dans le cas des pièges anticlinaux non faillés, peut infléchir les surfaces équipotentielles, modifiant ainsi les conditions de piégeage.

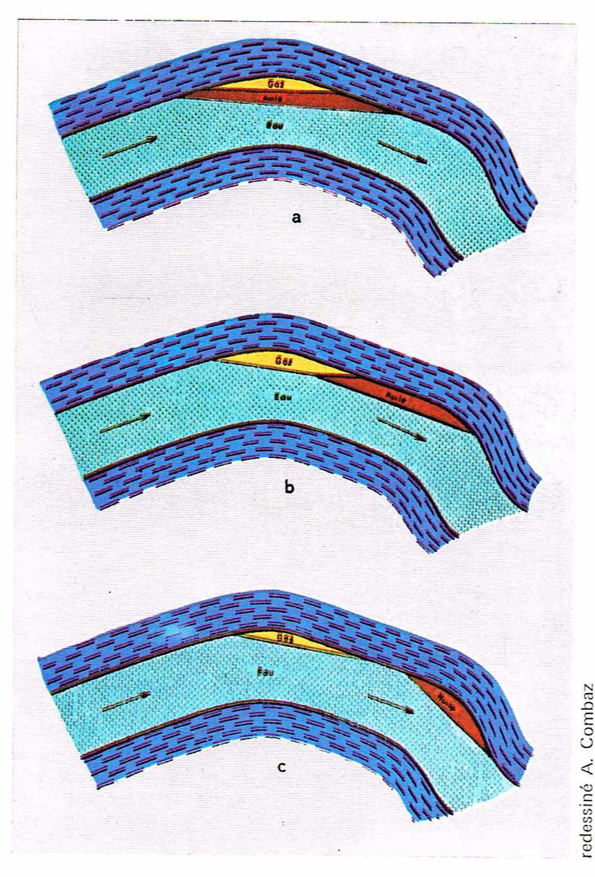
Selon King Hubbert, les gisements d'hydrocarbures sont déformés ou déplacés dans le sens de l'écoulement de l'aquifère, d'autant plus que la pente hydraulique de la nappe et la densité de l'huile sont plus fortes. Ainsi, pour une huile lourde de densité 0,93 et une pente piézométrique de 5 m/km, on a une dénivelée du plan d'eau de 75 m/km, suivant la formule de King Hubbert :

$$tg\theta = \frac{dw}{dw - do}\,\frac{dh}{dx}$$

dw étant la densité de l'eau,
do celle de l'huile,
$\frac{dh}{dx}$ la pente hydraulique de la nappe.

Dans l'exemple considéré, avec une perméabilité moyenne de 100 millidarcys, la vitesse de la nappe est de 15 m/an.

L'étanchéité critique des pièges stratigraphiques est latérale plutôt que perpendiculaire à la couche. Elle est



redessiné A. Combaz

▲ *A gauche, influence du mouvement de l'eau sur la répartition des fluides dans un piège (figure théorique) : a, pente hydraulique peu accentuée, le gisement n'est pratiquement pas déplacé; b, pente hydraulique importante, séparation partielle des gisements de gaz et d'huile; c, séparation complète en deux gisements (d'après King Rubbert;* J. Guillemet, Cours de géologie du pétrole *Technip, 1964).*

donc difficile à assurer, d'autant qu'il existe peu de roches vraiment imperméables. Aussi la plupart des pièges ne sont-ils pas vraiment étanches et laisseront-ils s'échapper une certaine quantité d'hydrocarbures si le flux est orienté vers l'amont. Par contre, l'existence d'un biseau ou simplement une réduction de perméabilité se combinant à l'action d'un gradient hydrodynamique dans le sens du pendage peut suffire à provoquer une accumulation d'hydrocarbures.

Dans le cas des pièges par faille, l'accumulation se produit au niveau du potentiel le plus bas, c'est-à-dire, quel que soit le sens du rejet, dans le panneau situé en aval-écoulement. Si la couche est artésienne, les failles sont, au contraire, des exutoires d'hydrocarbures vers la surface.

● *Migration secondaire et chronologie du piégeage.*

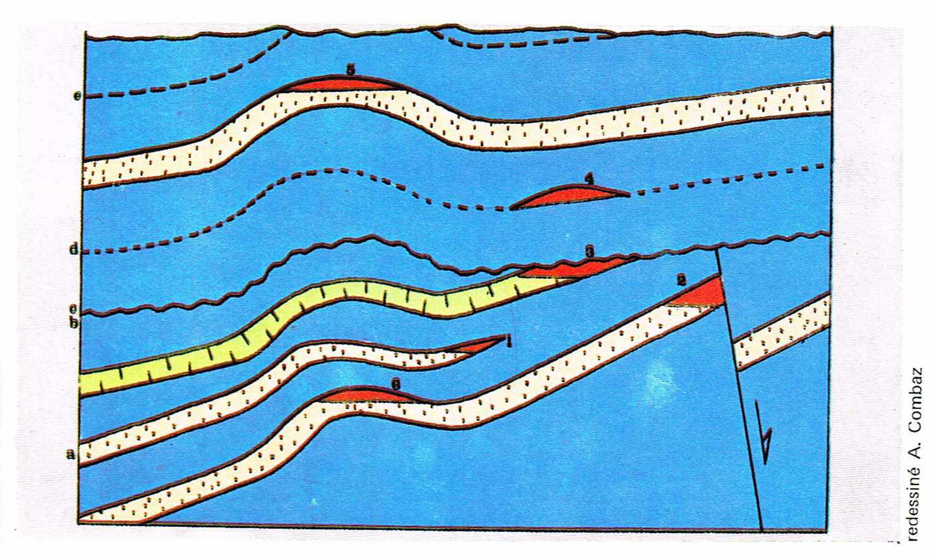
On appelle *migration secondaire* le déplacement des hydrocarbures dans les réservoirs, par opposition à la migration primaire, qui désigne le passage des hydrocarbures de la roche mère dans la roche magasin. Les hydrocarbures se déplacent dans l'aquifère au travers des niveaux perméables tant que leur pression capillaire reste inférieure à la pression d'entrée des canalicules de communication entre les pores de la roche. Les barrières de perméabilité permettent ainsi des fuites d'hydrocarbures, notamment les plus légers, quand augmente la pression capillaire de ceux-ci. Il s'opère donc une sélection progressive de ces substances, les gaz pouvant seuls atteindre les pièges les plus éloignés ou franchir les zones de faible perméabilité. Les gisements d'huile, par contre, sont normalement observés dans les pièges offrant, au moins du fait de fractures, de fortes perméabilités. Selon Gussow, les hydrocarbures cheminent selon des chemins privilégiés, et seuls les pièges situés sur ces itinéraires contiennent de l'huile et/ou du gaz. Par ailleurs, une « préséance » existe entre les substances du fait des densités relatives. Le gaz peut déplacer l'huile et l'eau, l'huile peut déplacer l'eau, mais l'eau ne peut déplacer ni l'huile ni le gaz, et ce dernier ne peut être déplacé par l'huile. On connaît, en fait, divers exemples de champs (Iran, Sahara...) illustrant ce principe.

Toutefois, les choses sont souvent compliquées par l'addition de phénomènes successifs dont les effets interfèrent. Ainsi, les actions tectoniques, notamment le basculement de séries, perturbent souvent ce schéma simplifié. Cela contraint le géologue pétrolier à s'interroger sur la chronologie générale du bassin étudié pour suivre les mouvements des hydrocarbures à travers les stades de formation, d'accumulation et de distribution au fur et à mesure de l'enfouissement et des déformations tectoniques des séries. Le schéma de Levorsen illustre différents épisodes de l'empiégeage de l'huile selon les époques de formation des pièges.

Outre la chronologie tectonique, que l'on peut reconstituer selon des méthodes qui seront évoquées plus loin, l'étude pétrographique du réservoir peut apporter d'utiles indications sur l'époque de mise en place des hydrocarbures. En effet, la présence d'huile dans une roche

▼ *Schéma théorique illustrant les étapes de la mise en place de l'huile dans un ensemble de pièges au cours de l'histoire géologique d'un secteur donné. L'ordre stratigraphique est celui des couches a, b, c, d, e; l'ordre chronologique des accumulations est 1, 2, 3, 4, 5, 6*

(d'après Levorsen, Freeman and Co., 1957).



redessiné A. Combaz

poreuse bloque les échanges ioniques entre l'eau d'imprégnation et les minéraux, notamment argileux. Ainsi, au Sahara et en mer du Nord, l'observation de tels phénomènes a-t-elle permis de dater l'accumulation d'huile dans le réservoir.

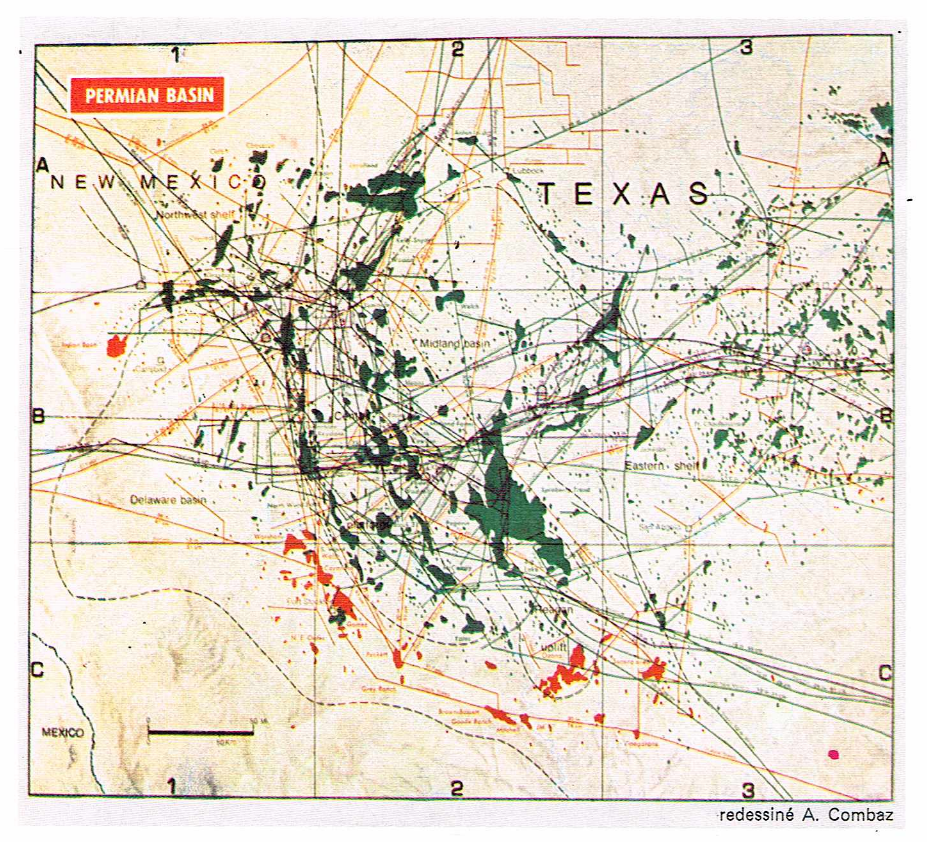
D'autres considérations, telles que la pression observée dans le gisement, le GOR *(Gas-Oil Ratio)* : teneur en gaz dissous dans l'huile à la pression atmosphérique, l'existence ou non d'un gas-cap, le degré de remplissage des structures vont permettre également de tirer des conclusions sur l'importance, l'époque et la durée de l'alimentation en huile d'un gisement ou d'un champ.

● *Distances parcourues par les hydrocarbures.*

Bien des gisements, en particulier dans certains pièges stratigraphiques (lentilles sableuses, récifs), sont complètement emballés dans des sédiments imperméables comportant notamment des roches mères. Ainsi isolés d'autres roches poreuses et perméables, ils ne peuvent avoir été approvisionnés en hydrocarbures que directement à partir des roches mères contiguës, par migration primaire et donc à courte distance.

Mais ce cas est loin d'être général, et l'on connaît des gisements parfois fort importants : East-Texas, Hassi-Messaoud, etc., dont la roche mère la plus proche est distante de plusieurs dizaines de kilomètres et parfois même de plus de 100 km. Il faut donc bien admettre la réalité de migrations secondaires à longue distance, par exemple à la faveur d'une surface de discordance, comme c'est le cas pour Hassi-Messaoud. Le drainage des hydrocarbures issus de la roche mère peut encore s'effectuer par migration dans la couche réservoir, même si la perméabilité de celle-ci est faible. En effet, les caractéristiques de l'huile en profondeur, par suite des conditions de température (60 à 150 °C) et de pression élevées (20 à 600 kg), sont très différentes de celles que l'on connaît en surface, en particulier la quantité de gaz dissous, la densité, la viscosité, la tension superficielle. Aussi l'aptitude de ces fluides au déplacement dans les milieux peu perméables est-elle beaucoup plus importante. De plus, les durées géologiques sont grandes..., même l'eau s'écoule trois fois plus vite dans un milieu poreux donné à 3 000 m de profondeur qu'en surface, et six fois plus vite à 6 000 m.

A priori, la roche mère à l'origine d'un gisement est la plus proche, notamment dans le sens vertical ; cependant,



▲ *La province pétrolifère « Bassin permien » au Texas : en vert, champs de pétrole et oléoducs; en rouge, champs de gaz et gazoducs* (Encyclopédie internationale du pétrole, *The Petroleum Publishing Co., 1974*).

la vérification par les méthodes de la géochimie s'impose, car il peut exister plusieurs niveaux de roches mères. A la faveur de failles et des réseaux de fractures qui les accompagnent souvent, une roche mère profonde peut en effet approvisionner un réservoir concurremment à une autre insuffisamment enfouie. Enfin, un réservoir peut être alimenté par plusieurs sources, et plusieurs réservoirs superposés peuvent aussi être interconnectés, permettant le cheminement des hydrocarbures de l'un à l'autre.

Les provinces pétrolifères

A priori, tout bassin sédimentaire peut contenir des gisements d'hydrocarbures, et bien peu dans le monde actuel ont échappé aux investigations des pétroliers. Or, on constate que malgré de nombreux travaux, certains, tel le bassin de Paris, sont très pauvres en pétrole, alors que d'autres, tel le bassin permien du Mid-Continent (États-Unis), en regorgent.

La formation et la préservation des accumulations d'huile qui font d'un bassin une « province pétrolifère » exigent donc un ensemble de conditions particulières :

— roches mères enfouies à des profondeurs égales ou supérieures à 2 000 ou 2 500 m pour un gradient géothermique moyen ou faible, pendant une durée suffisante ;

— roches magasins au contact ou en communication avec les premières ;

— pièges divers au niveau de ces roches magasins (tectonique modérée) ;

— couverture étanche de ceux-ci, au moins depuis la dernière mise en place des hydrocarbures ;

— absence de phénomènes tectoniques, volcaniques ou métamorphiques intenses dans la région concernée depuis la mise en place de l'huile.

Il manque au bassin de Paris un enfouissement suffisant de ses roches mères, des réservoirs bien situés, des pièges vastes et nombreux. Aussi sa production cumulée avec quatre petits gisements (Coulommes, Chailly-en-Bière, Saint-Martin-de-Bossenay, Châteaurenard) est-elle inférieure à 2 millions de tonnes. Dans le bassin permien du Mid-Continent, l'enfouissement des roches mères dépasse actuellement 3 000 m, et toutes sortes de pièges y sont observés. La production cumulée de cette province pétrolifère est de l'ordre de 7 000 millions de tonnes.

Bien qu'un grand nombre de bassins, tous différents, existent à la surface du globe, on peut les classer en trois grandes catégories, que nous allons étudier à présent.

Les provinces de plate-forme (bassins intracratoniques)

Ces bassins comportent 2 000 à 4 000 m de sédiments discordants sur le substratum. De forme sensiblement circulaire ou elliptique, leur diamètre varie de quelques centaines à un millier de kilomètres. Leur tectonique, plutôt calme, est surtout cassante, et la sédimentation, surtout néritique, est très homogène. Fréquents au Paléozoïque (bassins du Michigan, du Mid-Continent, de Williston, etc., en Amérique du Nord, de l'Amazone et du Parana en Amérique du Sud, de Polignac au Sahara, etc.), il s'en forme aussi au Mésozoïque : bassin de Paris, plate-forme arabique.

On a généralement dans ce cas une grande variété de pièges, des gisements dispersés et des pressions généralement faibles.

Au Sahara, les deux seules provinces pétrolifères sont des bassins intracratoniques :

— le bassin paléozoïque d'Ilizi (ex Fort-Polignac) au nord-est du Hoggar; huile et gaz, issus de roches mères du Silurien et du Dévonien moyen et supérieur, sont produits principalement dans le Dévonien gréseux ;

— le bassin triasique du nord-est du Sahara est productif d'huile dans les grès de base du Trias (Hassi-R'Mel, Haoud-Berkaoui) et dans le Cambrien (Hassi-Messaoud). Huile et gaz proviennent de la roche mère silurienne (« zone γ »). Celle-ci, très largement représentée au Sahara septentrional, atteste de la grande uniformité des conditions de sédimentation qui caractérisent les bassins intracratoniques. Malgré sa faible épaisseur : quelques mètres à quelques dizaines de mètres, elle représente un énorme potentiel théorique d'hydrocarbures.

Les provinces de type miogéosynclinal

Ce sont des aires subsidentes dissymétriques où la sédimentation s'épaissit le long d'une plate-forme basculée vers un sillon contenant jusqu'à 6 000 et 8 000 m de sédiments. L'autre versant est généralement très tectonisé. Les sédiments sont surtout argileux, argilo-carbonatés dans la zone de subsidence, carbonatés, avec des épisodes gréseux sur la plate-forme. Leur nature est directement liée à l'évolution orogénique de l'ensemble.

Les bassins de ce type sont surtout nombreux dans le Mésozoïque et le Cénozoïque (Tertiaire). Le bassin du golfe Persique, la plus riche province pétrolifère du monde, existe depuis le Mésozoïque, et la formation du Zagros, à la fin du Cénozoïque, illustre bien l'activité orogénique de la marge orientale de ce bassin.

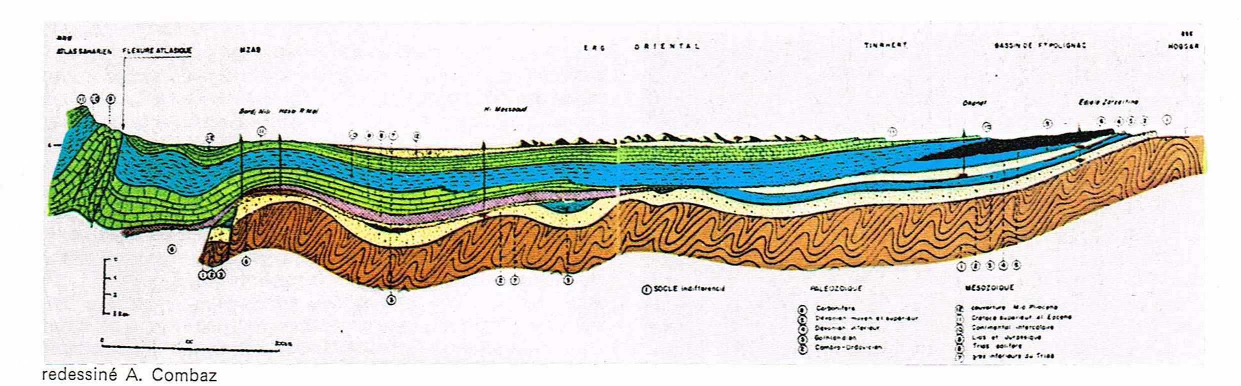
Les provinces de ce type offrent un intérêt pétrolier tout particulier puisqu'elles contiennent plus de la moitié des réserves d'hydrocarbures du globe. En effet, la récurrence des faciès superposant roches mères et roches magasins, l'abondance des pièges stratigraphiques et structuraux, l'enfouissement rapide des sédiments favorisent la formation des hydrocarbures en abondance et leur empiégeage tant en direction de la plate-forme que dans les plis de couverture de la zone de piedmont. L'exemple de l'Iran est, à cet égard, remarquable : dans de nombreux champs tels que Ahwaz, Marun, Agha-Jari, Gash-Saran, les colonnes d'huile peuvent atteindre 1 000 et même 2 000 m de hauteur.

Parmi les autres bassins de ce type, citons encore : aux États-Unis, la province des Appalaches ; au Mexique, le bassin de Tampico ; au Venezuela, le bassin oriental et le bassin de Maracaïbo ; ce dernier, formé de sédiments du Crétacé et du Tertiaire, contient en moyenne quelque 66 000 m^3 d'huile par km^2 ; sa superficie s'étend sur 56 000 km^2.

Les bassins d'effondrement

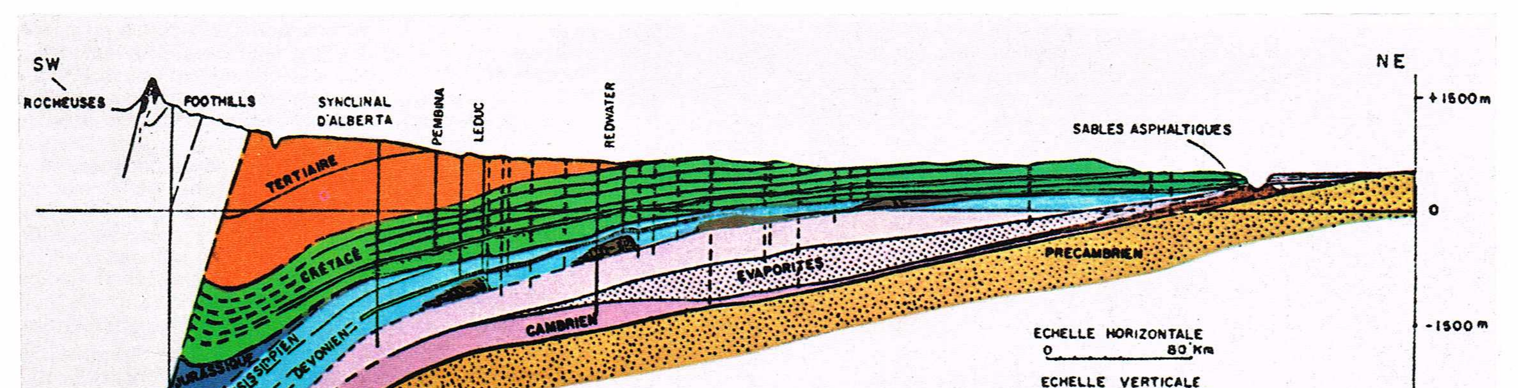
Ce sont généralement des aires subsidentes allongées entre deux systèmes de failles ou de flexures, et de dimensions plus modestes que les miogéosynclinaux.

La puissance des sédiments peut cependant dépasser 5 000 m dans certains grabens. Leurs faciès sont très variables. Les bassins régulièrement subsidents se remplissent de séries monotones surtout argileuses, tandis que les fossés, dont l'affaissement est plus irrégulier, présentent une sédimentation assez variée. Formant aux



redessiné A. Combaz

◀ *Coupe schématique N.N.O.-S.S.E. à travers le Sahara septentrional passant par Hassi-R'Mel, Hassi-Messaoud, Ohanet et Zarzaïtine. Exemple type de province de plate-forme (d'après A. Perrodon,* **Géologie du pétrole,** *P. U. F., 1966).*



redessiné A. Combaz

▲ *Coupe du bassin de l'Alberta (Canada occidental). Exemple de province de type miogéosynclinal (d'après A. Perrodon,* **Géologie du pétrole,** *P. U. F., 1966).*

premiers stades de leur évolution des zones déprimées marécageuses puis lacustres, ils contiennent ainsi, avant l'installation des sédiments de type marin plus ou moins profonds, des niveaux enrichis en matériel organique susceptibles de devenir des roches mères.

En position marginale, ces bassins, dits alors *péricratoniques,* comportent des gradins de type talus continental (marge océanique actuelle) où les upwellings provoquent la prolifération du phytoplancton et un net enrichissement des sédiments en matière organique.

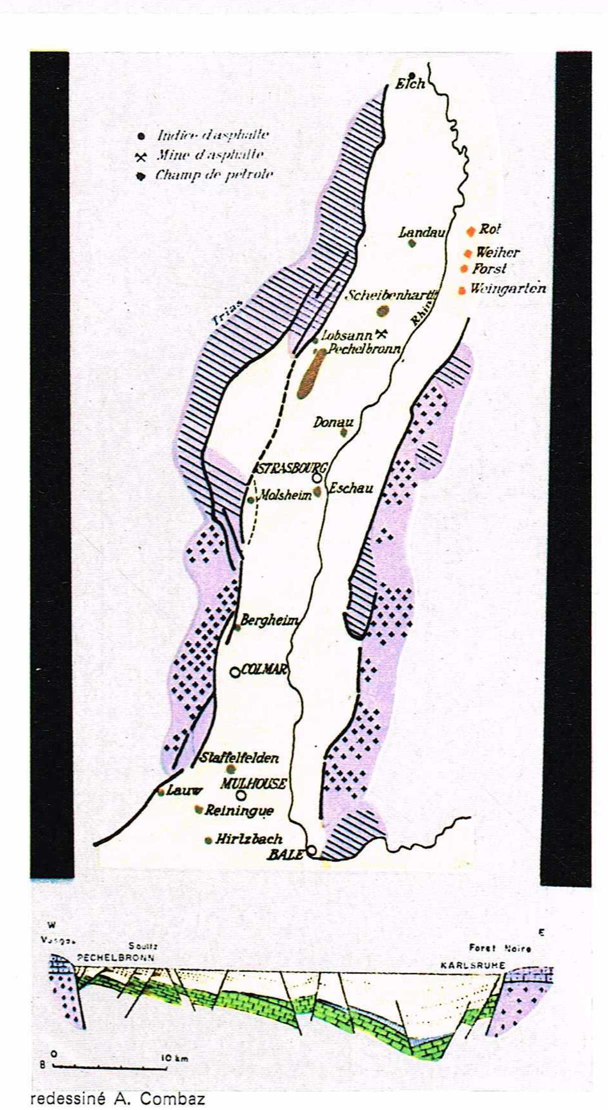
Les bassins d'effondrement sont bien connus dans le Cénozoïque : bassins néogènes de Californie, bassin de la Cuanza en Angola, bassin de Reconcavo au Brésil, fossé Rhénan, etc.

Les pièges les plus fréquents dans ce type de bassin sont formés par les compartiments faillés. Les réservoirs détritiques associés aux bordures et aux aires émergées sont fréquents ; dans certains cas, des formations récifales peuvent se développer.

Sur la bordure occidentale de l'Afrique se succèdent les bassins de ce type, consécutifs à la séparation des masses continentales de l'Amérique et de l'Afrique depuis le Crétacé inférieur. On y observe de nombreux et parfois très importants indices d'hydrocarbures qui attestent de l'existence de roches mères. Toutefois, les pièges et couvertures font souvent défaut, d'où les phénomènes de dismigration observés. Au Gabon cependant, la tectonique salifère entraîne la formation d'un certain nombre de gisements (Pointe-Clairette : 3,38 Mt d'huile ; Lopez : 1,2 Mt ; Anguille : 13 Mt ; Grondin : 30 Mt).

Les plus riches provinces de cette catégorie sont encore les bassins intramontagneux, illustrations typiques des fossés d'effondrement. Citons : le bassin pliocène de Los Angeles, dont la concentration en huile atteint 90 000 m^3 par km^3 de sédiment ; le bassin néogène de Vienne (75 millions de m^3 pour 7 000 km^2 de surface) ; la vallée du Pô ; le Cook Inlet en Alaska ; le fossé Rhénan, qui, surtout à Pechelbronn, a fourni dans les sables oligocènes 6 Mt d'huile.

En résumé, les bassins paléozoïques, surtout intracratoniques, aux États-Unis, en Russie, au Sahara... représentent environ 9 % de la production mondiale d'huile avec 30 % des champs. Celle-ci est habituellement légère, paraffinique non soufrée par suite de sa longue maturation. Les principales roches mères connues sont d'âges silurien moyen, dévonien supérieur, carbonifère



redessiné A. Combaz

◀ *Le fossé Rhénan. Exemple de fossé d'effondrement : en haut, esquisse géologique (d'après M. Louis,* **Cours de géochimie du pétrole,** *Technip, 1967) ; en bas, coupe transversale passant par Pechelbronn (d'après Bruderer et Louis ; A. Perrodon,* **Géologie du pétrole,** *P. U. F., 1966).*

▶ *Page ci-contre, tir sismique à terre effectué dans la région du delta du Nil.*

supérieur et permien. Les bassins mésozoïques correspondent principalement à des zones de plate-forme. Avec 19,7 % des champs connus, ils représentent 52,7 % des réserves mondiales. Le Crétacé supérieur est le plus productif (14 % de la production des États-Unis, contre 2,6 % pour le Crétacé inférieur, 1,3 % pour le Jurassique et 1,5 % pour le Trias). Les causes de cette forte productivité sont probablement liées à l'étape transgressive cénomano-turonienne : celle-ci, en offrant de nouvelles et vastes surfaces au domaine marin, a permis la prolifération des Algues, en particulier du phytoplancton, et donc la formation d'abondantes roches mères.

Les nombreuses allées et venues de la mer qui ont suivi ont permis la formation de pièges stratigraphiques (biseaux, récifs) capables de recevoir l'huile formée. Celle-ci présente des caractères mixtes : cycloparaffinique en général, parfois plutôt naphténique, parfois plutôt paraffinique. Du point de vue de la densité et de la teneur en soufre, elle présente la même position intermédiaire, en moyenne.

Les bassins cénozoïques ou tertiaires : fossés d'effondrement, miogéosynclinaux, sont étroitement associés à l'orogenèse alpine. Ils sont riches en pièges structuraux (plis anticlinaux, faillés et stratigraphiques) par variations de faciès. Les présentes séquelles de l'orogenèse sont à l'origine des dismigrations et donc des indices de surface observés dans les régions concernées. Les roches mères les plus notoires sont (pal) éocènes et miocènes. L'huile représentative de ces périodes présente le plus souvent les caractères de l'immaturité : elle est lourde, visqueuse, naphténique et soufrée. Les champs tertiaires (50 % du total des champs) renferment 38 % des réserves mondiales.

L'exploration pétrolière

Sous cette expression un peu plus large et plus moderne que « prospection pétrolière », on regroupe l'ensemble des activités essentiellement géologiques ayant pour finalité la découverte des accumulations de pétrole ou de gaz.

Si à l'époque héroïque on pouvait, en certains lieux, jeter en l'air son chapeau pour décider d'un emplacement de sondage ou se contenter de l'installer à proximité d'un indice, ce temps est bien révolu. La somme des connaissances acquises permet, dans une large mesure, de faire échec au hasard. Au-delà des pièges faciles à découvrir parce qu'inscrits dans le paysage, il a fallu chercher les mieux cachés en améliorant toujours plus les techniques, et à des coûts toujours plus élevés. Les moyens mis en œuvre sont nombreux et parfois compliqués. Certains sont utilisés systématiquement, d'autres viennent en complément. Tous concourent à la prise de décision des géologues responsables, consistant en un choix initial : la demande d'un permis minier, et un choix final : les points d'implantation d'un minimum de sondages utiles dans le dit permis. Travail d'équipe par excellence, l'exploration pétrolière nécessite de nos jours un ensemble organique de géologues généralistes et spécialisés, de géophysiciens, et même d'économistes et de juristes.

Seules des sociétés dotées de moyens puissants permettant d'affronter de gros risques financiers et de « jouer » sur l'échiquier mondial peuvent désormais s'adonner à cette activité. Sous la pression croissante des besoins, les régions les plus inhospitalières ont été systématiquement prospectées : déserts brûlants et déserts glacés, lagunes et marécages, forêts tropicales et équatoriales. Tout le domaine terrestre sera bientôt exploré, tandis que les mers jusqu'à 200 m de profondeur d'eau ont déjà reçu des milliers de sondages et permis la découverte de nombreux et importants gisements de gaz et d'huile : golfe du Mexique, mer du Nord, golfe Persique, etc.

Dans quelques années, les moyens techniques de sondage en eaux profondes seront opérationnels, et tout un nouveau domaine s'ouvrira encore à la prospection du pétrole.

Le choix des permis de recherche

Dans le monde entier, la recherche pétrolière est réglementée. Le premier soin d'une société est de constituer et de maintenir le « domaine minier » (ensemble des permis de recherches) dans lequel elle peut exercer sa prospection. Si elle effectue elle-même cette activité, seule ou avec la participation financière d'associés, elle est « opératrice ». Si elle laisse ce soin à l'un de ses associés, elle se contente de suivre les travaux et de participer aux prises de décisions et aux frais, en attendant de participer aux bénéfices éventuels, sous forme de pétrole brut ou de rentrées d'argent.

Le choix d'une région à explorer implique donc d'abord que le gouvernement dont elle dépend soit disposé à accorder des permis de recherche et que ceux-ci ne soient pas déjà accordés. Si, d'autre part, les contraintes politico-économiques et financières ne s'opposent pas, du moins temporairement, à toute prise de permis, place est faite aux considérations géologiques et pétrolières.

Si tout bassin sédimentaire mérite attention, il va de soi que son intérêt est apprécié très différemment en fonction des informations recueillies à son sujet. Le choix va donc dépendre de l'enjeu qu'il représente, rapporté à la probabilité de découverte qu'on lui attribue.

En termes généraux, un bassin doit présenter les caractères décrits dans les chapitres précédents : une épaisseur suffisante de sédiments (> 1 500 m); l'absence de métamorphisme; l'existence de roches mères et de réservoirs; la probabilité d'existence de pièges structuraux ou stratigraphiques suffisamment couverts.

A ce stade, s'impose une reconnaissance préliminaire par une équipe de géologues ayant préalablement pris connaissance de toute la documentation nécessaire. L'intérêt pétrolier apprécié rapidement sur le terrain à partir des grands critères indiqués peut permettre de choisir avant les concurrents les zones paraissant les plus favorables pour le dépôt des titres miniers. La mise en œuvre des méthodes géologiques et géophysiques peut éventuellement commencer avant la demande ou l'attribution de permis, avec cependant le risque d'avoir engagé des frais inutiles si le permis est accordé à un concurrent.

La prospection pétrolière

Pour être en mesure de décider des meilleurs emplacements de sondage, il faut connaître aussi bien que possible la série sédimentaire par les études géologiques de surface, ainsi que la configuration des couches en profondeur par les études géophysiques. S'il existe des données géologiques et géophysiques acquises à l'occasion de recherches pétrolières antérieures, elles sont le plus souvent obtenues à titre onéreux par le nouveau titulaire du permis. Le coût des documents correspondants (profils sismiques, rapports de sondages) représente en général une fraction appréciable du prix de revient.

▶ *Aperçu des activités d'exploration et de production en France (situation au début de 1974) [d'après* Pétrole 73, *C. P. P.].*

redessiné A. Combaz

La géologie

La géologie de terrain (ou de surface) comporte plusieurs volets. Elle consiste d'abord à établir sur un fond topographique (au 1/100 000ᵉ par exemple) la carte géologique et structurale des régions à explorer. L'image des couches à l'affleurement permet des représentations de celles-ci en profondeur par des profils, ou coupes géologiques.

Pour préciser la nature lithologique des formations, le géologue effectue encore diverses « coupes de terrain » représentatives de la série sédimentaire du secteur étudié. Par l'emploi des procédés topographiques et la mesure des pendages, il dessine ces coupes en restituant les épaisseurs exactes des couches dont il fait la description lithologique, et signale les niveaux fossilifères. Les prélèvements d'échantillons de roches et de fossiles sont ultérieurement étudiés en laboratoire : ainsi peuvent notamment être repérés les faciès-clés de toute série pétrolière : roches mères, roches réservoirs et couvertures.

La *géomorphologie,* qui utilise les ressources des photographies aériennes et, depuis peu, des photographies par satellite, apporte une aide précieuse à l'analyse structurale du bassin.

Si les affleurements sont rares ou inexistants, on a recours à de petits sondages, de préférence carottés *(core-drills),* pour échantillonner au-delà de la zone de recouvrement.

Les échantillons issus des campagnes de terrain sont ensuite étudiés avec les moyens du laboratoire d'exploration par toute une série de méthodes qui enrichissent considérablement la somme des informations déjà obtenues sur le terrain. Les disciplines paléontologiques, par l'étude des macrofaunes et microfaunes (micropaléontologie), voire des microfossiles organiques (palynologie) permettent tout d'abord d'établir la zonation stratigraphique et d'apporter d'utiles interprétations des conditions du milieu de sédimentation.

A ces moyens s'ajoutent les ressources de la *pétrologie :* l'étude pétrographique des sections minces de roches, l'étude diffractométrique des argiles. Les réservoirs carbonatés et gréseux font l'objet d'une attention particulière.

Enfin, la *géochimie organique* recherche les roches mères caractérisées par une teneur appréciable en carbone organique et la nature sapropélique de celui-ci. Les hydrocarbures contenus en faible quantité dans les roches mères, ou imprégnant éventuellement les roches magasins (indices divers) sont étudiés par chromatographie. L'étude microscopique du kérogène complète cet ensemble d'informations essentiel à toute étude géopétrolière, en apportant un coefficient de maturation des roches mères (réflectométrie) et un diagnostic sur la nature plus ou moins sapropélique du kérogène. On peut ainsi apprécier les possibilités pétroligènes d'une région au triple point de vue de la quantité (et de la concentration) du kérogène, de sa qualité pétroligène et de son degré de maturation (suffisant, insuffisant ou excessif).

La géophysique

Elle regroupe un certain nombre de méthodes très différentes dans leur principe, qui ont en commun de mesurer des paramètres physiques concernant non plus les couches superficielles mais les couches profondes du sous-sol. Cette discipline constitue donc le complément indispensable à la géologie pétrolière.

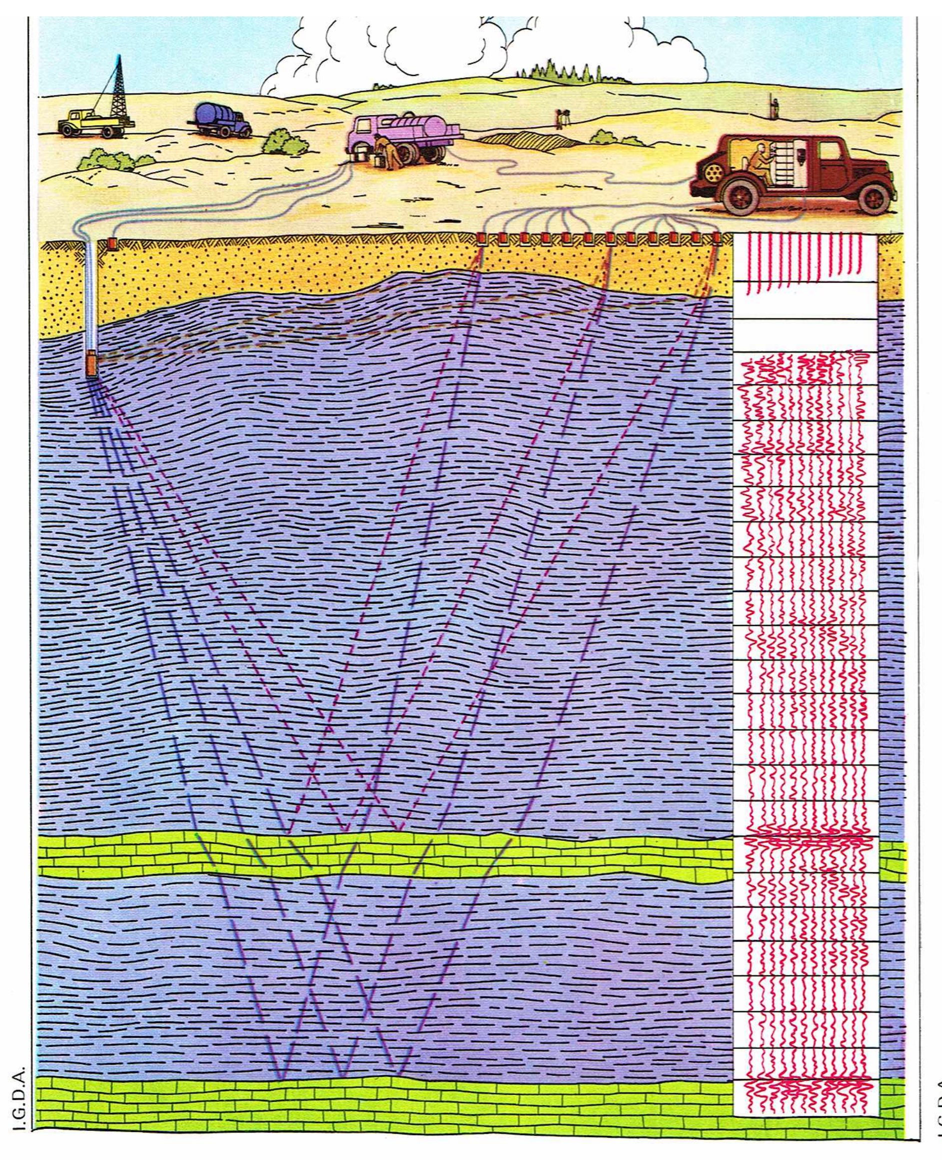
Les méthodes les plus employées, dans l'ordre de leur utilisation, sont l'aéromagnétisme, la sismique-réfraction et surtout la sismique-réflexion.

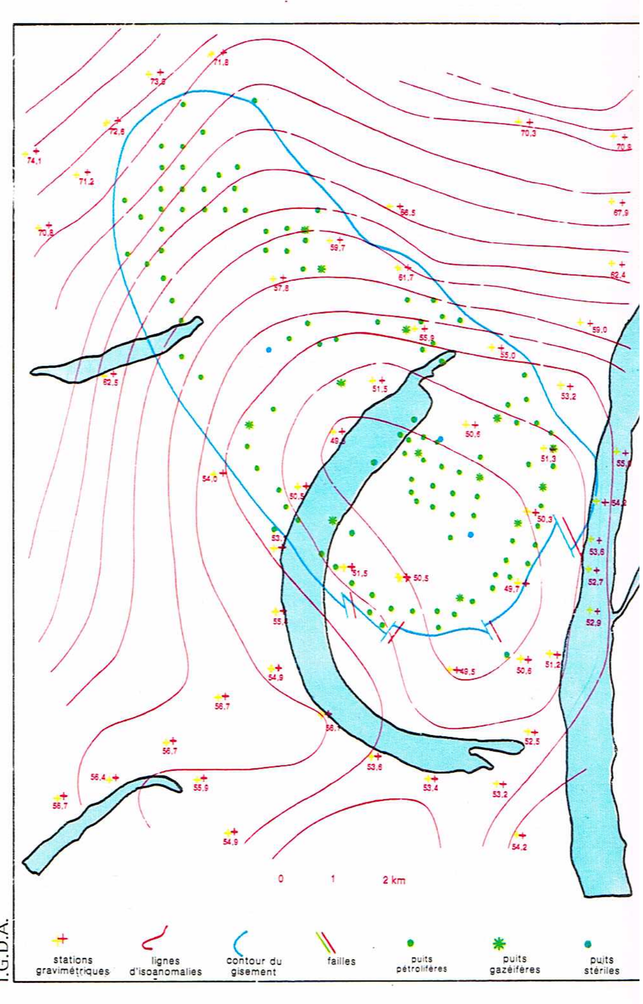
— L'*aéromagnétisme* est tout indiqué, aussi bien sur mer que sur terre, pour les reconnaissances rapides, apportant à un prix modéré les grandes lignes structurales du socle magnétique d'un bassin de sédimentation. Cette méthode consiste à promener par avion, à moyenne altitude, un magnétomètre, appareil sensible capable de mesurer les variations de la susceptibilité magnétique du champ magnétique terrestre. Celles-ci apportent une indication sur la nature des roches du socle et la profondeur de celui-ci, donc sur l'épaisseur des sédiments qui le recouvrent.

— La *sismique-réfraction* est également un outil de grande reconnaissance mais applicable à la surface du sol, donc beaucoup moins rapide. Utilisée suivant de grands profils, elle révèle l'existence de marqueurs profonds caractérisés par leur vitesse de transmission des ondes,



E.N.I.





▲ *A gauche, parcours de l'énergie en sismique-réflexion. A partir de la charge explosive, en haut à gauche, l'énergie se propage dans le sous-sol où elle est réfléchie au niveau de « miroirs » qui représentent des discontinuités dans la masse des terrains. Les géophones, en haut à droite, enregistrent (film en rouge) l'énergie en retour. L'ensemble du dispositif parcourt ainsi des « profils sismiques » (d'après Heiland). A droite, carte d'une anomalie gravimétrique sur un anticlinal pétrolifère lié à un diapir de sel. Le gisement coïncide avec les valeurs relatives plus basses de l'accélération de la gravité, mesurées en dixièmes de milligal (un gal est l'accélération d'un cm/s²). En bleu, le fleuve Mississippi avec des méandres abandonnés (d'après Smith et Gulman).*

▶ *Page ci-contre, en bas, une plate-forme de forage en mer.*

et renseigne sur la nature lithologique ainsi que sur la forme des grandes unités structurales d'un bassin.

— La *sismique-réflexion* est de loin la méthode la plus employée. Elle apporte, grâce à de récents progrès, des informations de plus en plus précises sur la série sédimentaire. On l'applique aussi bien au tir de grands profils de reconnaissance qu'à la solution de problèmes de détail, tels que la définition d'un piège structural. Son emploi est plus facile en mer qu'à terre, où les contraintes topographiques, la végétation, la nature des recouvrements superficiels grèvent beaucoup son prix de revient en ralentissant l'exécution des profils.

En plus de l'image structurale du sous-sol qu'apporte la sismique, l'étude des vitesses de transmission des ondes donne de précieuses indications sur la nature lithologique des séries traversées.

En complément, viennent des méthodes géophysiques d'emploi moins systématique.

— La *gravimétrie,* qui consiste à mesurer les variations locales du champ de pesanteur (g) provoquées par les différences de densité des terrains, permet d'obtenir des cartes d'anomalies gravimétriques et ainsi de localiser les grands accidents structuraux, les venues volcaniques, les dômes de sel, voire les récifs. L'emploi d'un appareillage très délicat et la nécessité de nombreux points de mesures en font une méthode lente à mettre en œuvre.

— Les *méthodes électriques,* qui permettent de mesurer les résistivités des couches et d'interpréter leurs contrastes en termes de lithologie, peuvent apporter d'utiles indications à peu de frais.

Les études de synthèse

Ces différentes méthodes d'étude étant choisies en fonction du terrain, du temps disponible et du budget, leurs résultats font l'objet de travaux de synthèse en vue d'une interprétation géologique de l'ensemble du bassin et du permis, qui va permettre l'implantation des sondages d'exploration. Pour cela seront établis divers documents fondamentaux, tenus à jour au fur et à mesure de l'acquisition des données nouvelles.

— *Cartes structurales,* établies tant à partir des données géologiques de surface que des données géophysiques, puis complétées et corrigées par les résultats des sondages.

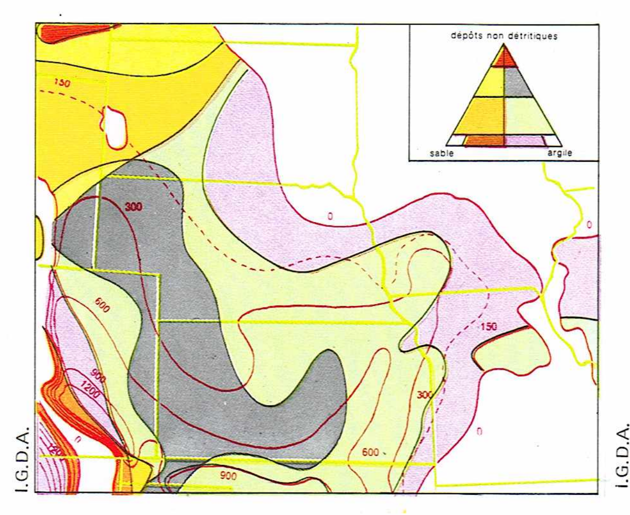
— *Cartes d'isopaques,* concernant successivement plusieurs unités stratigraphiques représentant les épaisseurs de sédiments entre deux repères chronologiques. Ainsi apparaissent les variations d'épaisseur réparties dans l'espace marquant les déformations successives du fond du bassin. On constate de cette manière la coïncidence des zones hautes avec les zones d'épaisseur minimale. Des cartes d'isopaques cumulatives à partir d'un niveau de base constant permettent d'observer la formation progressive des structures. On peut ainsi obtenir une série de cartes paléostructurales permettant la reconstitution de l'histoire des migrations.

— *Cartes paléogéographiques,* permettant d'intégrer, pour une unité stratigraphique donnée qui présente une certaine homogénéité, les données de documents préalablement établis (cartes de lithofaciès et de biofaciès) de façon à reconstituer la géographie de l'époque considérée : ligne de rivage sur terre ; nature des paléoaffleurements (carte paléogéologique) et du manteau végétal ; sur mer : nature des dépôts et types d'environnements.

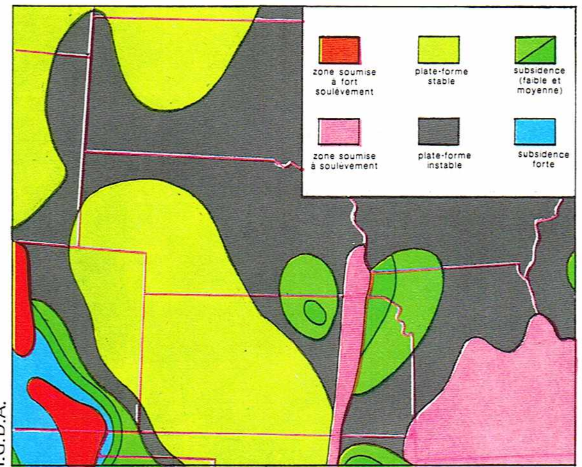
— *Cartes paléotectoniques,* montrant la configuration structurale d'un bassin à une période donnée : zones de subsidence, d'effondrement, de surrection, de volcanisme.

Assorties de coupes sériées, ces différentes cartes, toujours rapportées au même fond topographique, permettent d'atteindre à une connaissance dynamique du bassin. Dans ce cadre, il devient possible de suivre l'histoire de la formation et de l'empiégeage des hydrocarbures ainsi que de délimiter les zones les plus favorables à leur découverte, grâce aux apports complémentaires de la géochimie organique et de l'hydrodynamisme.

— *Cartes isocarbes.* Parmi les cartes d'isofaciès les plus utiles pour la recherche pétrolière, on doit placer celles des isoconcentrations en carbone organique ou, au moins, des isopaques des roches mères pour une séquence stratigraphique donnée. Elles permettent, en effet, de localiser les sources d'hydrocarbures dans un bassin aux époques successives de son évolution.

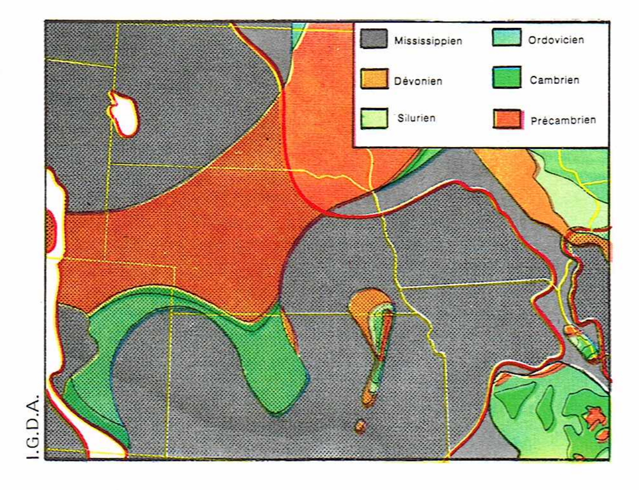


I.G.D.A.



I.G.D.A.

◀ ***Ensemble de cartes interprétant les diverses catégories de données concernant une série géologique profonde : le Carbonifère supérieur du centre des États-Unis.*** **Carte de lithofaciès** ***(en haut, à gauche) : les lignes rouges sont les isopaques des dépôts (lignes d'isoépaisseurs). On constate que la ligne*** **0***, du côté gauche de la figure, est accompagnée d'importantes variations lithologiques et peut même correspondre à une absence de sédimentation au cours de la période considérée. Au contraire, du côté droit de la figure, la nature lithologique des formations ne change pas dans la zone traversée par la ligne* **0***. De plus, les faciès, qui, dans le cas précédent, sont de type côtier, sont ici nettement marins; la ligne* **0** *est donc ici une limite d'érosion.* **Carte paléotectonique** ***(en haut, à droite) : comparer avec la précédente. Le coin sud-ouest était donc bien émergé à cette époque, tandis qu'au nord-est se formaient des dépôts marins de plate-forme.*** **Carte paléogéologique** ***(en bas, à gauche) à la fin du Carbonifère inférieur et donc avant le dépôt du Carbonifère supérieur dont le contour est rappelé par les lignes rouges (d'après Levorsen).***



I.G.D.A.

— *Cartes isopepses,* ou cartes d'iso-« maturation », utilisant notamment le pouvoir réflecteur de la vitrinite.

Ces documents permettront : de n'accorder qu'une faible probabilité de découverte de gisements d'huile dans les régions de $PR > 1,3$ (« dead-line ») et de $PR < 0,6$ (immaturité) ; de considérer comme zones à accumulations de gaz possibles celles où $1,3 < PR < 2,5$; de rejeter comme probablement stériles les régions où $PR > 2,5$. Resteront donc comme zones favorables aux accumulations d'huile celles où $0,6 < PR < 1,3$.

— *Cartes piézométriques* ou *potentiométriques :* les premières utilisent les pressions exprimées en hauteur d'eau douce ou salée, les secondes les expriment en hauteur d'eau douce (après correction des salinités). Elles sont établies à partir des données de surface (altitudes des sources, cours d'eau, profondeurs des puits d'eau) et des mesures de pression lors des essais de couches dans les sondages. Les indices d'hydrocarbures éventuellement observés en surface complètent très utilement ce type de carte.

Le forage d'exploration

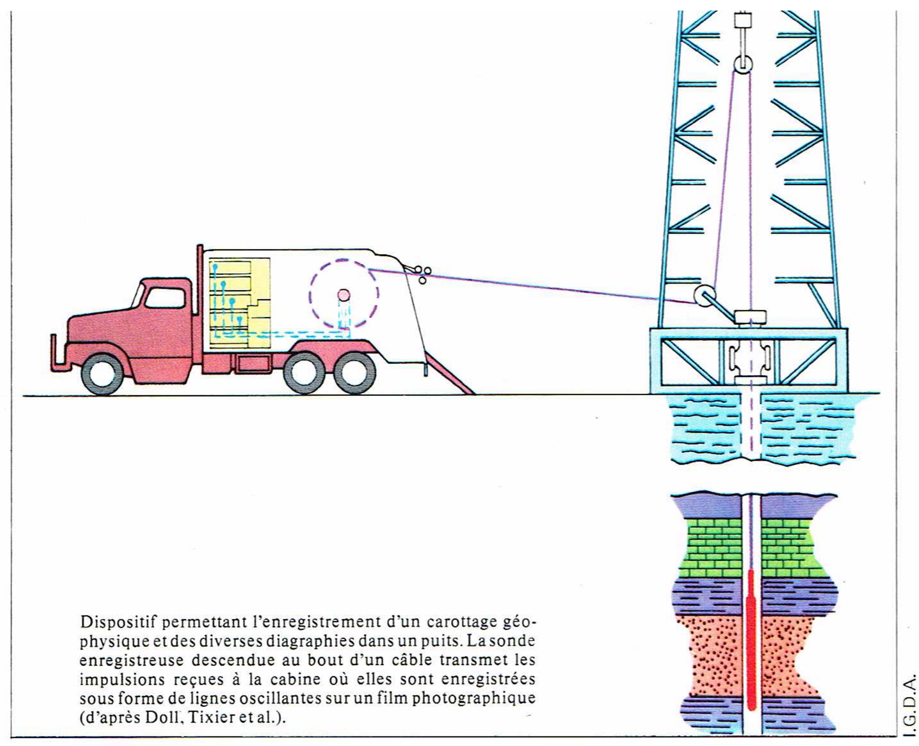
C'est le premier aboutissement du travail d'exploration. Outre la sanction de celle-ci — découverte ou échec —, il représente un apport capital d'informations géologiques qui enrichit la somme des connaissances déjà acquises.

En moyenne, les profondeurs atteintes par les sondages pétroliers sont de l'ordre de 2 000 à 2 500 m ; elles peuvent être plus modestes. Elles atteignent assez couramment 4 000 m et peuvent, exceptionnellement, dépasser 6 000 et même 7 000 m. Le coût du mètre foré étant très élevé, surtout en mer ou dans les régions arctiques, les opérations sont menées aussi vite que possible, ce qui, au désespoir du géologue, n'autorise que rarement le prélèvement de « carottes ». Le plus souvent, celui-ci ne dispose que de déblais *(cuttings)* issus du forage rotary ou du turboforage. L'échantillonnage du puits peut cependant être complété par le prélèvement de petites « carottes latérales » dans les couches qui le justifient.

L'analyse lithologique des matériaux issus du puits, à laquelle s'ajoutent les diverses informations recueillies

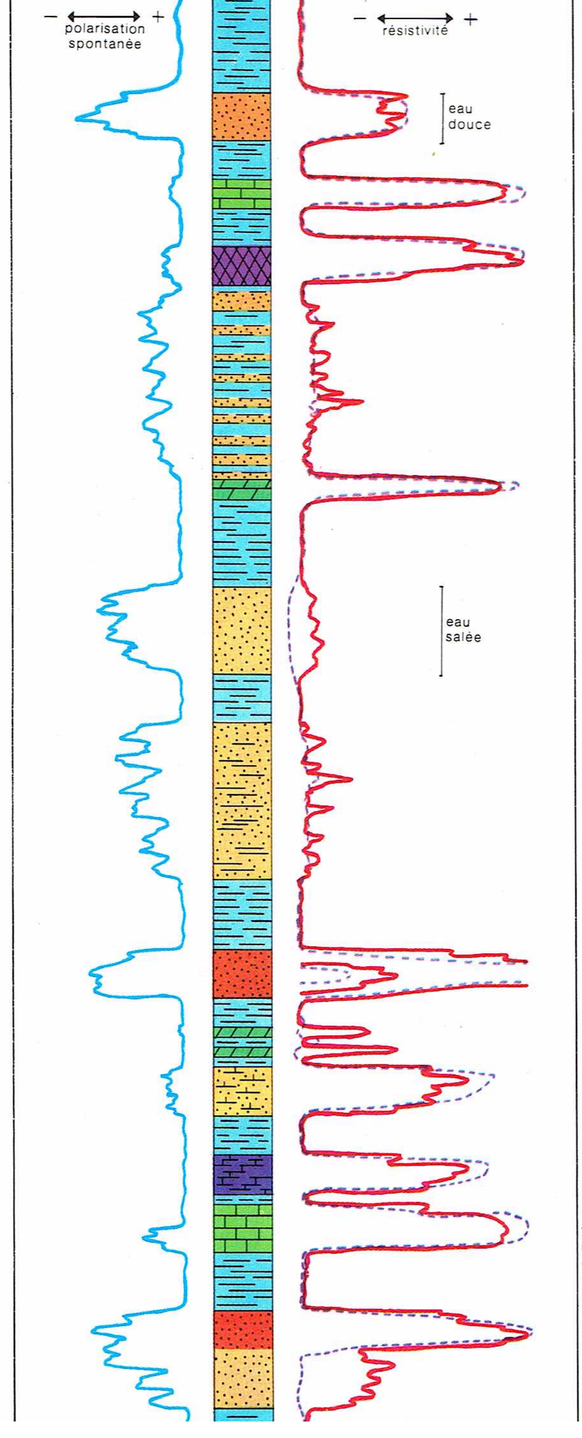


E.N.I.



Dispositif permettant l'enregistrement d'un carottage géophysique et des diverses diagraphies dans un puits. La sonde enregistreuse descendue au bout d'un câble transmet les impulsions reçues à la cabine où elles sont enregistrées sous forme de lignes oscillantes sur un film photographique (d'après Doll, Tixier et al.).

I.G.D.A.



▶ ***Exemple de diagraphies : les courbes de polarisation spontanée (à gauche) et de résistivité (à droite) des couches traversées en sondage. Par ce moyen on distingue aisément les limites de ces couches et l'on détermine également la nature des fluides qui les imprègnent : huile, gaz, eau salée, eau douce (d'après Stratton et Ford).***

I.G.D.A.

par les diagraphies, permettent d'établir le *log* du sondage c'est-à-dire sa coupe lithologique.

Les *diagraphies* consistent à enregistrer, à l'aide d'une sonde spécialisée, le long des parois du puits, les variations de divers paramètres physiques, telles que la résistivité électrique, la radioactivité γ naturelle, la radioactivité induite, la conductibilité sonique, etc. Ces enregistrements apportent une connaissance précise des limites des couches traversées, de leur nature, de leurs porosité et perméabilité, des fluides qui les imprègnent. D'autre part, le puits est également mis à profit pour procéder au « carottage sismique », qui assure la mesure des vitesses de propagation. Cette opération permet ensuite l'identification des marqueurs sur les profils sismiques. Enfin, et surtout, le forage donne accès aux réservoirs qui sont systématiquement essayés, particulièrement s'ils sont imprégnés d'hydrocarbures.

A l'occasion de ces essais, ou tests, sont mesurés la pression, la température, le débit des fluides contenus dans la couche. Ceux-ci font également l'objet d'un échantillonnage en surface, ainsi qu'en profondeur au moyen d'une capsule spéciale qui conserve son contenu dans les conditions du fond. Étudiés en laboratoire, les fluides obtenus (huile, gaz ou eau de formation) donnent lieu à toute la série d'analyses décrites précédemment.

L'entrée éventuelle de l'outil dans un réservoir imprégné d'huile ou de gaz donne lieu à une surveillance permanente par le truchement de la boue de forage qui, le cas échéant, ramène vers la surface, avec les déblais, une teneur aisément détectable de gaz et/ou d'huile. C'est la *diagraphie instantanée* qui, à l'aide d'un détecteur de gaz, permet ce contrôle permanent.

A la fin du sondage et selon le planning d'emploi de l'appareil de forage, les autres structures ou pièges repérés sont systématiquement forés. En cas de découverte, le rôle de l'équipe d'exploration s'estompe progressivement devant celui de l'équipe des « producteurs ». S'écartant du domaine de la géologie, on entre alors dans celui de la technique.

Les chances de succès

Faute de pouvoir maîtriser toutes les lois qui commandent la genèse, la répartition et la préservation du pétrole, on s'en remet parfois au calcul statistique, comme si le hasard restait la clé du succès. Il en ressort que, dans une province où les chances de découverte varient de 1 à 10, il faut en moyenne forer :

— 1 puits pour avoir 10 % de chances de succès ;
— 5 puits pour avoir 40 % de chances de succès ;
— 22 puits pour avoir 90 % de chances de succès ;
— 28 puits pour avoir 95 % de chances de succès ;
— 44 puits pour avoir 99 % de chances de succès.

Dans les zones dites « prouvées », c'est-à-dire déjà productrices et où les travaux effectués sont abondants, les chances de découvertes sont sans doute plus élevées mais les objectifs sont petits, et le profit sera faible. Par contre, dans les régions vierges, les risques sont importants mais les chances de découvrir un gros gisement ne sont pas négligeables. Une telle optique de la recherche pétrolière ne peut cependant être retenue car elle paraît ignorer la part désormais déterminante des connaissances acquises sur les hydrocarbures en général, et du raisonnement géologique dans cette activité.

Considérations économiques et statistiques

Si les coûts de production de l'huile et du gaz baissent, indépendamment des charges ajoutées, seules responsables des hausses spectaculaires que ces produits ont subies à partir de 1973, les investissements nécessaires à la découverte et à la mise en exploitation d'un gisement sont de plus en plus élevés.

Prix de revient de l'exploration pétrolière

Il n'est ici question que du coût des opérations proprement dites, à l'exclusion des frais généraux de gestion de l'entreprise concernée, et du coût du personnel au siège de la filiale et de la société mère.

Prix de revient du développement d'un gisement

Pour atteindre l'étape de la production commerciale optimisée, il est nécessaire de « développer » le gisement par les travaux et installations adaptés. Les investissements requis, notamment pour les travaux en mer, peuvent

Prix de revient de l'exploration pétrolière				
	Coûts unitaires (F)		Unités	Durée moyenne*
	A terre	En mer		
Phologéologie	120	50	km^2	+ 12 mois d'interprétation (5 000 F/mois)
Géologie de terrain	10 000		mois	100 mois
Core-drills	80 000	150 000	mois	20 mois
Aéromagnétisme	60-70		km	25 mois
Gravimétrie	100	600	station	
Sismique	10 000	1 000/1 200	km	100 mois (100 km/mois)
Forage	15 000	50 000	jour	2 mois/forage

*Pour un permis théorique d'une durée de 5 ans.

◀ *Tableau du prix de revient de l'exploration pétrolière.*

être très élevés. A terre, un gisement d'importance moyenne peut demander un investissement compris entre 500 F et 1 000 F/baril d'huile. En mer, dans le golfe Persique on compte 4 000 F/baril, en mer du Nord de 15 à 25 000 F/baril.

Prix de vente du pétrole en France

Tel que le pétrole est écoulé sur le marché français en 1974, sous forme de produits finis, il coûtait 828 F par tonne consommée. Cette somme se décompose ainsi :

			Pourcentage
— Coût de production et marge des compagnies	20,45	353 F	2,44
— Part des pays producteurs	332,55		40,20
— Fret	26,00		3,14
— Raffinage	27,00		3,26
— Mise en place, distribution et divers	116,00		13,98
— Fiscalité en France	306,00		36,96
Total	828,00		

20,45 F, soit 2,44 % du prix, reviennent à :

— l'amortissement des dépenses d'exploration, de développement et de production de l'huile ;

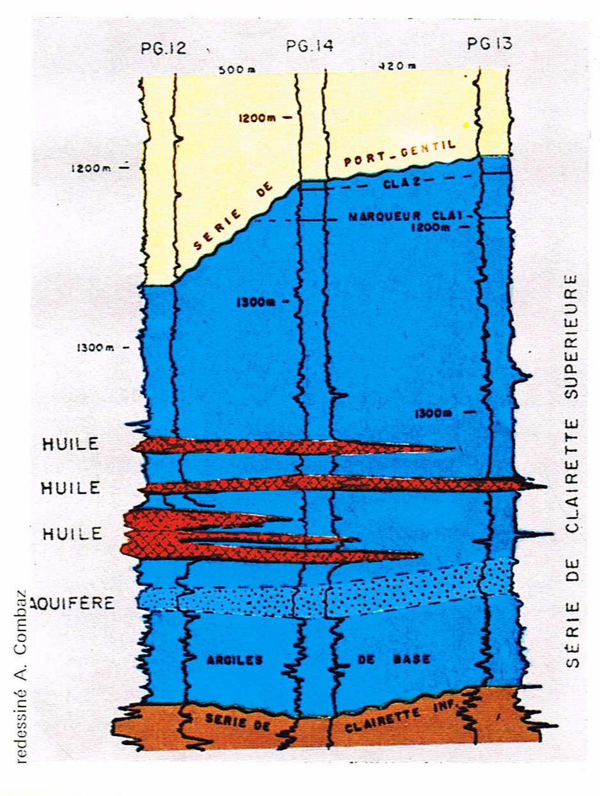
— la marge bénéficiaire des compagnies productrices et distributrices. Cette marge, récemment négociée à 45 cents par baril, n'est plus que de 35 cents soit 10,5 F par tonne, en prenant à 4,30 F le cours du dollar.

Eléments statistiques

Les données, aussi récentes que possibles, présentées ici, concernent le pétrole brut et le gaz naturel :

— *Les plus grands champs de pétrole du monde*

Parmi les « géants », le tableau ci-dessous présente les dix plus grands producteurs d'huile.



◀ *Exemple de corrélation entre sondages, grâce aux diagraphies électriques (d'après Pegand et Reyre; A. Perrodon,* **Géologie du pétrole,** *P. U. F., 1966).*

Les 10 plus grands champs de pétrole du monde							
Champ	Pays	Type de piège - Age	Nature du réservoir	Profondeur moyenne en mètres	Année de découverte	Production annuelle (1974)	Réserves récupérables (1.1.75)
						en millions de m^3	
GHAWAR	Arabie Saoudite	Anticlinal Jurassique	Carbonates	2 200-2 800	1948	270	10 300
BURGAN	Koweït	Dôme Crétacé	Grès	1 600	1938	150	8 800
Côte BOLIVAR	Venezuela	Stratigraphie Eocène, Miocène	Grès	200-2 800	1917	133	4 750
PRUDHOE BAY	Alaska	Anticlinal Trias, Carbonifère	Grès Carbonates	2 200-3 300	1967	0,3	3 150
SAFANIYA-KHAFJI	Arabie (zone neutre)	Anticlinal Crétacé	Grès	1 700	1953	17	2 250
SAMOTLOR	URSS	Anticlinal Crétacé	Grès	1 800-2 300	1966	71	2 166
RUMAILIA	Irak	Anticlinal Crétacé	Grès	3 500-3 600	1953	36	1 860
KIRKUK	Irak	Anticlinal Oligocène, Eocène	Carbonates	900-1 400	1927	54	1 490
ABQAIQ	Arabie Saoudite	Anticlinal Jurassique	Carbonates	2 000-2 300	1941	51	1 200
ROMASHKINO	URSS	Anticlinal Dévonien	Grès	1 600-1 700	1948	72	636

◀ *Tableau des dix plus grands champs de pétrole du monde.*

▼ Ci-dessous, tableau récapitulatif des dix plus grands champs de gaz du monde.

En bas, tableau récapitulatif des réserves, de la production et de la consommation de pétrole et de gaz naturel dans le monde.

On appelle « géant » un champ dont les réserves d'huile récupérables dépassent 100 millions de m³. On dénombre un peu moins de deux cents champs et gisements méritant cette appellation. A eux seuls ils représentent 80 % de la production mondiale.

— *Les plus grands champs de gaz du monde.*

Il existe environ quatre-vingts gisements géants de gaz, c'est-à-dire contenant plus de 100 milliards de m³ récupérables. Les dix plus grands sont recensés ci-dessous.

Les 10 plus grands champs de gaz du monde

Champ	Pays	Type de piège - Age	Nature du réservoir	Profondeur moyenne en mètres	Année de découverte	Production annuelle (1974)	Réserves récupérables (1975)
						Milliards de m³	
URENGOISKOYE	URSS (Ouest Sibérie)	Anticlinal Crétacé	Grès	1 150-1 300	1966	-	4 942
MEDVEZH'YE	URSS (Ouest Sibérie)	Anticlinal Crétacé	Grès	1 300-1 400	1967	19	1 651
ORENBURGS-KOYE	URSS (Bassin Oural - Volga)	Anticlinal Permien inférieur	Carbonates	1 300-2 000	1967	8,4	1 626
ZAPOLYARNOYE	URSS (Ouest Sibérie)	Anticlinal Crétacé	Grès fin	1 100-1 500	1965	-	1 601
HASSI-R'MEL	Algérie (Sahara)	Anticlinal Trias	Grès	2300	1956	5,6	1 500
GRONINGEN	Pays-Bas	Piège/faille Permien	Grès	2 900-3 400	1959	74	1 367
PAZANAN	Iran	Anticlinal Oligocène, Miocène	Carbonates	1 200-2 000	1938	-	1 400
SHATLYK	URSS (Turkmenistan)	Anticlinal Crétacé inférieur	Grès	4 000	1968	5,9	1 478
HUGOTON	Etats-Unis (Kansas, Texas)	Barrière porosité Permien	Carbonates	800-1 100	1926	21	1 137
YAMBURG	URSS (Ouest Sibérie)	Dôme Cénomanien	Grès	1 200-1 350	1969	-	1 977

Réserves, production et consommation de pétrole et de gaz naturel

Pétrole brut				Gaz naturel			
Pays	Réserves reconnues (1.1.75)	Production annuelle (1974)	Réserves théoriques en années	Pays	Réserves reconnues (1.1.75)	production annuelle (1974)	Réserves théoriques en années
Arabie Saoudite	22 260	418	53	U.R.S.S.	22 993	261	88
U.R.S.S.	11 286	452	25	Iran	9 345	26	359
Koweït	9 851	126	78	Etats-Unis	6 718	633	11
Iran	8 931	297	30	Algérie	6 485	0,6	
Irak	4 736	91	52	Pays-Bas	2 685	81	33
Etats-Unis	4 636	434	11	Canada	1 606	95	17
Abu-Dhabi	4 060	69	59	Arabie Saoudite	1 557	92	17
Libye	3 599	74	49	Royaume Uni	1 416	34	42
Chine	3 383	59	57	Nigéria	1 274	1,7	749
Zone neutre (Arabie)	2 341	22	106	Australie	1 076	4,5	239
Autres pays	21 107	732	29	Autres pays	16 914	115	147
Total mondial	96 190	2 774	35	**Total mondial**	72 069	1 344	54

La Sibérie occidentale est très riche en gisements de gaz qui commencent à être mis en production.

Les champs de la mer du Nord ne comptent pas parmi les plus grands mais certains sont des « géants » : Léman (350 milliards de m³), Indéfatigable (230), Hewett (116).

En Aquitaine, Lacq et Meillon représentent respectivement 200 et 100 milliards de m³ de réserves récupérables.

— *Réserves, production et consommation de pétrole et de gaz naturel.*

Les quantités sont exprimées en millions de tonnes pour le pétrole et en milliards de m³ pour le gaz. Le tableau ci-contre, en bas, indique les principaux pays producteurs.

Il est évident que ces chiffres varient d'année en année, étant fonction : de l'activité de l'exploration pétrolière qui tend à accroître — mais non indéfiniment ! — les réserves ; de la demande, pour les pays exportateurs ; de la consommation intérieure, c'est-à-dire de la croissance de l'économie des pays considérés.

De sorte que les « réserves théoriques en années » sont nécessairement surestimées. Calculées pour le pétrole sur les données mondiales de 1970, elles s'élevaient encore à 34 années. En 1973, le crédit n'était plus que de 28 ans.

— *Zones géographiques de production et d'utilisation.*

Les États-Unis, l'Europe occidentale et le Japon, qui ne produisent pas 21 % de la production mondiale de pétrole, en consomment à eux seuls plus des 2/3. Par contre, ils ne consomment pas plus de gaz qu'ils n'en produisent. Les pays socialistes sont également en équilibre production-consommation tant pour l'huile que pour le gaz. C'est bien du Moyen-Orient que dépend le sort des pays occidentaux du point de vue énergétique.

— *Surplus et déficits en pétrole dans la présente décennie.*

On constate le très lourd et croissant déficit des pays les plus industrialisés et, en particulier, des perspectives alarmantes pour l'Europe, qui importe 95 % de ses besoins en pétrole. Il faut savoir, de plus, que ce même pétrole est appelé à satisfaire la plupart des besoins nouveaux qui apparaîtront dans la prochaine décennie et que le Moyen-Orient peut seul pourvoir à l'accroissement de la demande.

BIBLIOGRAPHIE

Les charbons fossiles :

Ressources en combustibles

Conférence mondiale de l'énergie. Enquête sur les ressources énergétiques, U.S. National Committee of the World Energy Conference, New York, 1974. - *L'Énergie en Europe et l'Importance du charbon,* Assoc. charbonnière europ. et C.E.P.C.E.O., Bruxelles, 1974. - *Pétrographie organique et Potentiel pétrolier,* Colloque intern. B. Alpern, Paris, 1973, C.N.R.S., 1975. - VAN KREVELEN D.W., *Coal,* Elsevier, Amsterdam, 1961.

Classification

VAN KREVELEN, *Coal,* Elsevier, Amsterdam, 1961. - HILT, *Des rapports entre la composition des charbons et leurs propriétés industrielles,* in *Ann. Ass. Ing.,* Liège, 1873. - ALPERN B., *Un exemple intéressant de houillification dans le Bassin lorrain et ses prolongements,* in *Adv. in Organic Geochem.,* 1964. - ALPERN B., *le Pouvoir réflecteur des charbons français,* in *Ann. Soc. géol. Nord,* 1969.

Constituants microscopiques

ALPERN B. et alias, *Pétrologie des charbons,* in *Ann. Soc. Géol. du Nord,* 4, 1971. - ALPERN B., *Pétrographie des charbons,* C.R. 7e Congrès intern. Géol. Carbonifère, Krefeld, 1971. - ALPERN B. et alias, *Localisation, caractérisation et classification pétrographique des substances organiques sédimentaires fossiles,* C.R., 5e Réunion intern. Géochimie organique, Hanovre, 1971. - ALPERN B., Thèse, Paris, 1957. - KRÖGER C., *Betrachtungen Zum Inkohlungsablauf,* Erdöl u. Kohle., 19, 1966.

Formation des bassins houillers

BARRABÉ L. et FEYS R., *Géologie du charbon et des bassins houillers,* Masson, 1965. - PRUVOST P., *Sédimentation et subsidence,* Livre Jub. Soc. Géol. de France, Paris, 1930. - STÉPANOV P., *Sur certaines régularités dans la distribution stratigraphique et paléogéographique sur le globe des réserves de charbons*

Surplus et déficits en pétrole dans la présente décennie

Zones géographiques	1970	1980
Europe occidentale	− 647	− 1 055
Etats-Unis	− 181	− 390
Japon	− 191	− 435
Amérique latine	+ 151	+ 100
Afrique	+ 215	+ 400
Europe de l'Est et Asie communiste	+ 60	− 50
Moyen-Orient	+ 590	+ 1 530

fossiles, 17e Congr. intern. Géol., Moscou, 1937. - DOLLÉ P., *Sédimentation rythmée dans les charbons du bassin du Nord-Pas-de-Calais,* in *Ann. Soc. Géol. Nord,* t. XC, 1970. - BOUROZ A., *Sur la pluralité d'origine des Tonsteins,* in *Ann. Soc. Géol. Nord,* 82, 1962.

Charbons sapropéliques et schistes bitumineux

BERTRAND P., *les Charbons d'algues,* Congrès intern. des Mines, Liège, 1930. - BERTHELOT C., *les Schistes bitumineux,* Dunod, 1943. - BURGER J., *l'Exploitation des pyroschistes ou schistes bitumineux,* in *Revue I.F.P.,* Vol. 28, n° 3, 1973.

Prospection

WHITE D., *Some Relations in Grigin between Coal and Petroleum,* in *Jal. Washingt. Acad. Sciences,* Vol. 5, 1915. - *Pétrographie organique et Potentiel pétrolier,* Colloque intern., B. Alpern, C.N.R.S., Paris, 1975.- TEICHMÜLLER M., *Generation of Petroleum — Like Substances in Coal Seams as Seen under the Microscope,* 6e Congr. intern. Geoch. Org., Rueil-Malmaison, 1973. - ALPERN B., *Classification pétrographique des constituants organiques fossiles des roches sédimentaires,* in *Revue Inst. français du Pétrole,* n° 11, 1970.

Les hydrocarbures naturels :

Actes du 6e Congrès international de géochimie organique, Éd. Technip, Paris, 1973. - *Activité de l'industrie pétrolière,* DICA - DGE, 1973. - *Annales du 2e Congrès mondial du pétrole,* Paris, 1937. - ANDREEV P.F., A.I. BOGOMOLOV, A.F. DOBRYANSKII, A.A. KARTSEV, *Transformation of Petroleum in Nature,* Pergamon, 1968. - BREGER I.A., *Organic Geochemistry,* Pergamon, 1963. - *Comité professionnel du pétrole,* in *Pétrole,* 1973. - DOTT H. et REYNOLDS MERRIL J., *Source Book for Petroleum Geology,* AAPG, Tulsa, 1969. - GUILLEMOT J., *Cours de géologie du pétrole,* Éd. Technip, 1964. - HALBOUTY M.T., *Geology of Geant Petroleum Fields,* AAPG, 1970. - *International Petroleum Encyclopedia,* Petr. Publis. Cy., Tulsa, 1974. - LEVORSEN A.I., *Geology of Petroleum,* Freeman and Co, 1956. - LOUIS M., *Cours de géochimie du pétrole,* Éd. Technip, Paris, 1967. - PERRODON A., *Géologie du pétrole,* P.U.F., 1966.

Principaux pays consommateurs de pétrole et de gaz naturel

Pétrole brut		Gaz naturel		
Pays	Consommation annuelle (1974)	Pays	Consommation annuelle 1971	Consommation annuelle 1972
Etats-Unis	829	Etats-Unis	650	
(Europe occidentale)	(687)	(Europe occidentale)	(105)	(277)
U.R.S.S.	342	U.R.S.S.	215	
Japon	261	Pays-Bas		68,3
République fédérale allemande	137	Royaume-Uni		61,6
France	120	République fédérale allemande		57
Royaume-Uni	106	Canada	46	
Italie	99	Italie		33,3
Canada	92	France		30,5
Chine	49	Mexique	18	
Autres pays	532	Autres pays	94	26,30
Total mondial	2 792	**Total mondial**	1 128	

▲ ***A gauche, tableau estimatif des surplus et déficits en pétrole dans la présente décennie.***
A droite, tableau des principaux pays consommateurs de pétrole et de gaz naturel.

▼ ***Tableau récapitulatif des zones géographiques de production et d'utilisation du pétrole et du gaz naturel (en millions de tonnes pour le pétrole; en milliards de m³ pour le gaz; en italique, pourcentage du total mondial).***

Zones géographiques de production et d'utilisation du pétrole et du gaz naturel

Zones géographiques	Pétrole			Gaz naturel		
	Réserves reconnues (1974)	Production annuelle (1973)	Consommation annuelle (1973)	Réserves reconnues (1974)	Production annuelle (1973)	Consommation annuelle (1971)
Europe	2 162 *2,6*	18,2 *0,6*	719,5 *26,0*	5 488 *9,8*	147,7 *10,8*	105,0 *9,3*
Afrique	9 096 *10,8*	291,2 *10,6*	48,6 *1,8*	5 317 *9,5*	9,6 *0,7*	1,5 *0,1*
Amérique du Nord	6 044 *7,2*	541,9 *19,8*	915,9 *33,1*	8 502 *15,2*	738,9 *54,3*	695,0 *61,5*
Amérique du Sud	4 277 *5,1*	253,0 *9,2*	172,2 *6,2*	2 592 *4,6*	97,5 *7,2*	43,0 *3,8*
Moyen-Orient	47 118 *56,1*	1 068,6 *39,0*	72,5 *2,6*	11 663 *20,9*	54,6 *4,0*	18,5 *1,6*
Extrême-Orient	2 112 *2,5*	111,3 *4,1*	405,6 *14,7*	3 231 *5,8*	17,8 *1,3*	11,0 *1,0*
Pays communistes	13 191 *15,7*	456,1 *16,6*	432,9 *15,6*	19 050 *34,1*	295,8 *21,7*	256,0 *22,7*
Total mondial	84 000 *100*	2 740,13* *100*	2 767,2* *100*	55 843 *100*	1 361,8 *100*	1 130,0 *100*

*La différence de ces deux valeurs, toutes deux issues de l'I.P.E. 1974, souligne la difficulté d'obtenir des chiffres rigoureux.



O. Geddo

▲ *Les roches métamorphiques, ici une paroi rocheuse constituée d'orthogneiss près de Macugnaga (Italie), se forment par transformation à l'état solide de roches préexistantes; cette transformation se traduit par des changements de la composition minéralogique ou, au moins, de la structure des roches.*

MÉTAMORPHISME ET ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Le métamorphisme

Les roches métamorphiques se forment par transformation à l'état solide de roches préexistantes magmatiques, sédimentaires ou déjà métamorphiques, par suite d'un changement des conditions physico-chimiques du milieu où elles se trouvent, sous l'influence de facteurs endogènes. Cette transformation se traduit par des changements de la composition minéralogique ou, au moins, de la structure des roches.

Les transformations qui se produisent dans les roches sous l'action de phénomènes exogènes, comme l'altération superficielle ou la cémentation par les eaux météoritiques, ne font pas partie du métamorphisme. Elles constituent une adaptation de la composition des roches aux conditions existant à la surface de la Terre et font donc partie du début du cycle sédimentaire.

La diagenèse des sédiments est également exclue de la définition du métamorphisme; ayant lieu à de très basses températures, elle en constitue la limite inférieure, qui peut être graduelle. La limite supérieure du métamorphisme est déterminée par la fusion des roches à très hautes températures, les transformations métamorphiques ayant lieu à l'état solide.

Les roches métamorphiques représentent certainement le constituant le plus important en volume de l'écorce terrestre dans les régions continentales. Sur une carte géologique du monde, on constate qu'elles affleurent principalement dans les boucliers continentaux anciens et dans les chaînes de montagnes récentes, occupant ainsi plus de la moitié de la surface des continents. De plus, il est probable qu'elles ont une extension plus grande encore sous les bassins sédimentaires, à une profondeur de quelques kilomètres. On connaît également des roches métamorphiques dans les régions océaniques.

Les phénomènes métamorphiques et les facteurs du métamorphisme

Les phénomènes métamorphiques ne sont pas observables directement. On peut seulement les reconstituer d'après les caractéristiques des roches qui ont subi leur influence à de grandes profondeurs et qui affleurent actuellement à la surface terrestre, par suite de mouvements verticaux de surrection et de l'érosion des roches qui les surmontaient originellement. D'après l'étude des roches métamorphiques, il paraît évident que le métamorphisme consiste essentiellement en une réorganisation des minéraux et de la structure des roches, en réponse à une variation des conditions physico-chimiques où elles se trouvent, principalement de la température et de la pression.

Les modifications des roches ont lieu entièrement à l'état solide et sont rendues possibles par l'existence de petites quantités de fluides intercristallins constitués principalement par de l'eau. Ils forment une fine pellicule, probablement discontinue, qui met en contact les différents minéraux composant la roche et permet l'échange d'ions ainsi que de groupes ioniques entre les réseaux cristallins, ce qui donne lieu aux réactions métamorphiques. Les minéraux originels de la roche disparaissent, et les éléments chimiques qui les formaient se réordonnent en de nouveaux réseaux cristallins pour former d'autres minéraux. Les réactions métamorphiques sont, en un certain sens, analogues aux réactions chimiques ayant lieu en solution, mais la quantité de solvant est très petite. Les phénomènes métamorphiques que nous avons considérés de manière simplifiée comme une série de réactions entre les minéraux d'une roche, rendues possibles par la présence d'une petite quantité d'eau interstitielle, ne produisent aucun changement de la composition chimique globale de la roche. A l'exception de l'eau et du gaz carbonique, les concentrations des autres constituants de la roche restent inchangées après le métamorphisme.

Métamorphisme isochimique et métasomatisme

Le *métamorphisme proprement dit* est donc un phénomène isochimique, à la différence du *métasomatisme,* au cours duquel a lieu un changement de la composition chimique globale de la roche par addition ou perte d'un ou plusieurs constituants, la composition de la roche métasomatique formée ne dépendant pas de la composition de la roche initiale.

Température et pressions

Les principaux minéraux qui constituent les roches sédimentaires ou les roches magmatiques ne sont pas chimiquement en équilibre entre eux, à la différence de ceux des roches métamorphiques qui tendent à un tel état. En effet, les minéraux des roches magmatiques se forment à des températures variables : les premiers, cristallisés à partir du magma fondu, ne sont pas en équilibre avec ceux qui sont cristallisés en dernier. En outre, excepté le quartz, tous ces minéraux se sont formés à haute température et ne sont plus stables aux températures existant à la surface terrestre ou à faible profondeur. De même, les roches sédimentaires clastiques sont composées de minéraux non stables entre eux puisqu'ils proviennent de roches formées dans des conditions qui peuvent être très différentes. Les roches sédimentaires d'origine chimique sont généralement composées de minéraux en équilibre, mais stables seulement dans les

conditions de pression et de température très basses habituelles à la surface terrestre.

A l'exception des réactions diagénétiques, en dessous d'une certaine limite de température aucune réaction ne peut avoir lieu dans un temps géologique appréciable entre les différents minéraux de ces roches, même s'ils ne sont pas en équilibre, car les vitesses de réaction sont alors extrêmement petites. A partir d'environ 250 °C, ont lieu les premières réactions métamorphiques. Au cours de ces réactions, les minéraux néoformés à partir des minéraux originels de la roche tendent à être en équilibre chimique entre eux, au moins à l'échelle des grains cristallins, dans les conditions de température et de pression auxquelles ont lieu les réactions. Si ces conditions changent, l'association minérale peut, à son tour, devenir instable, et de nouveaux minéraux de métamorphisme se forment. La rapidité et l'importance des réactions augmentent pour des températures croissantes jusqu'à intéresser tous les minéraux de la roche, car le pouvoir dissolvant des fluides et la diffusion à l'état solide augmentent également en fonction de la température.

Souvent, les minéraux de métamorphisme ont un champ de stabilité très limité par rapport à la température et à la pression; une formation rocheuse initiale de composition lithologique uniforme, une formation argileuse, par exemple, peut acquérir durant le métamorphisme des compositions minéralogiques et structurales très différentes dans des régions voisines si celles-ci sont soumises à des conditions de température et de pression différentes. Seules les roches monominérales, comme les calcaires purs, les grès quartziques et les silex, sont stables dans des conditions variées de température et de pression; au cours du métamorphisme, leur composition minéralogique ne change pas, à moins que n'interviennent des apports métasomatiques d'autres substances.

La limite inférieure du métamorphisme est définie dans les roches pélitiques par le degré de cristallisation d'un minéral argileux, l'*illite,* déterminé par les méthodes de rayons X. Dans les roches de composition basique, cette limite inférieure est définie par l'apparition de certains minéraux zéolitiques.

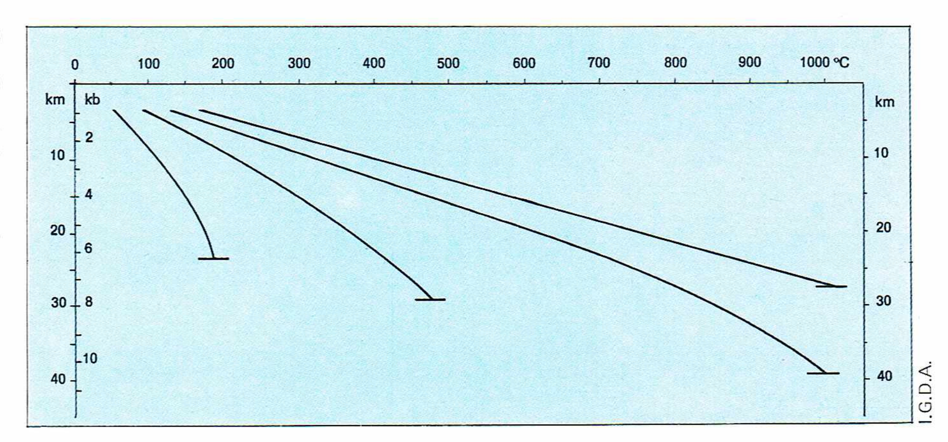
La limite supérieure du métamorphisme est déterminée par la fusion des roches, le métamorphisme ayant lieu dans les roches à l'état solide. Cette limite est située entre 700 et 1 000 °C, suivant la composition chimique de la roche considérée et la présence ou l'absence d'eau.

L'augmentation de température nécessaire aux réactions métamorphiques peut être due à la présence locale d'intrusions magmatiques de très hautes températures *(métamorphisme de contact),* ou à l'enfouissement des roches à grande profondeur durant les phénomènes géologiques *(métamorphisme régional).*

L'augmentation de la température avec la profondeur, appelée *gradient géothermique,* est due à des causes qui ne sont pas clairement définies et qui dépendent de la constitution interne du globe terrestre. On admet que des températures élevées règnent dans le noyau et le manteau, parties internes du globe terrestre, par suite de la formation de la Terre à de très hautes températures, ou en raison de réactions radio-actives dégageant de la chaleur et ayant lieu principalement dans les parties profondes de la croûte terrestre continentale, composée essentiellement de roches éruptives et métamorphiques acides dans lesquelles sont concentrés les éléments radio-actifs.

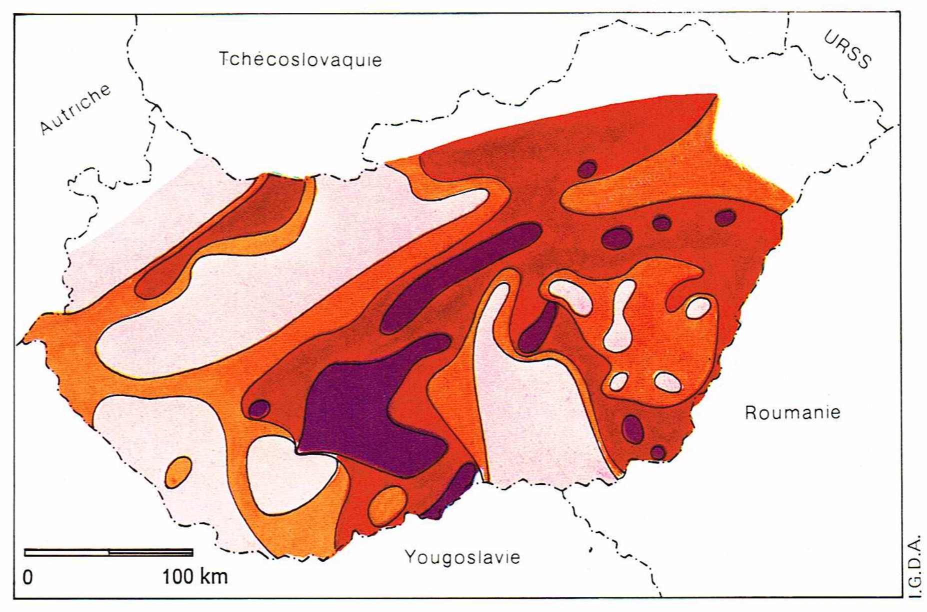
Le gradient géothermique a d'abord été mesuré lors de sondages profonds. Actuellement, il est calculé par des méthodes analogues, mais plus précises, de mesure du flux de chaleur interne émis à la surface de la Terre. Le gradient géothermique moyen dans les régions superficielles de l'écorce est d'environ 3 °C pour une augmentation de la profondeur de 100 m, mais il est variable suivant la constitution profonde des différentes régions. Dans les régions géotectoniques stables, c'est-à-dire les boucliers continentaux, le gradient géothermique est moindre (entre 1,5 °C et 2 °C pour 100 m), alors que dans les régions géotectoniques actives, il atteint des valeurs de plus de 6 °C pour 100 m. De plus, la température existant en un point de la croûte terrestre dépend également de la conductivité thermique des roches, de la transformation locale d'énergie mécanique en énergie thermique, etc.

Un autre facteur important du métamorphisme est la pression, ou plutôt les différents types de pression.



▲ ***Représentation schématique de l'augmentation supposée de la température avec la profondeur dans différentes régions du Japon jusqu'à la base de la croûte terrestre (indiquée par les petits traits horizontaux qui terminent les courbes). Sur l'échelle verticale, à gauche, est également représentée l'augmentation de la pression (en kilobars, Kb) [d'après Uyeda].***

▼ ***Représentation cartographique des variations du gradient géothermique en Hongrie. Dans les aires violettes, ce gradient est supérieur à 70 °C/km; en marron, il est compris entre 60 et 70 °C/km; en orange, il se situe entre 50 et 60 °C/km; en rouge, il est inférieur à 50 °C/km (d'après Boldiszar).***



Le premier type, le plus évident, est la *pression lithostatique,* encore appelée *pression de charge,* due à la masse des roches et des sédiments sus-jacents à la roche considérée lors du métamorphisme; sa valeur dépend de la profondeur et de la densité des roches; l'augmentation moyenne de la pression lithostatique est d'environ 250 à 300 atmosphères par kilomètre. La pression lithostatique peut être considérée comme isotrope, c'est-à-dire comme ayant des valeurs égales dans toutes les directions.

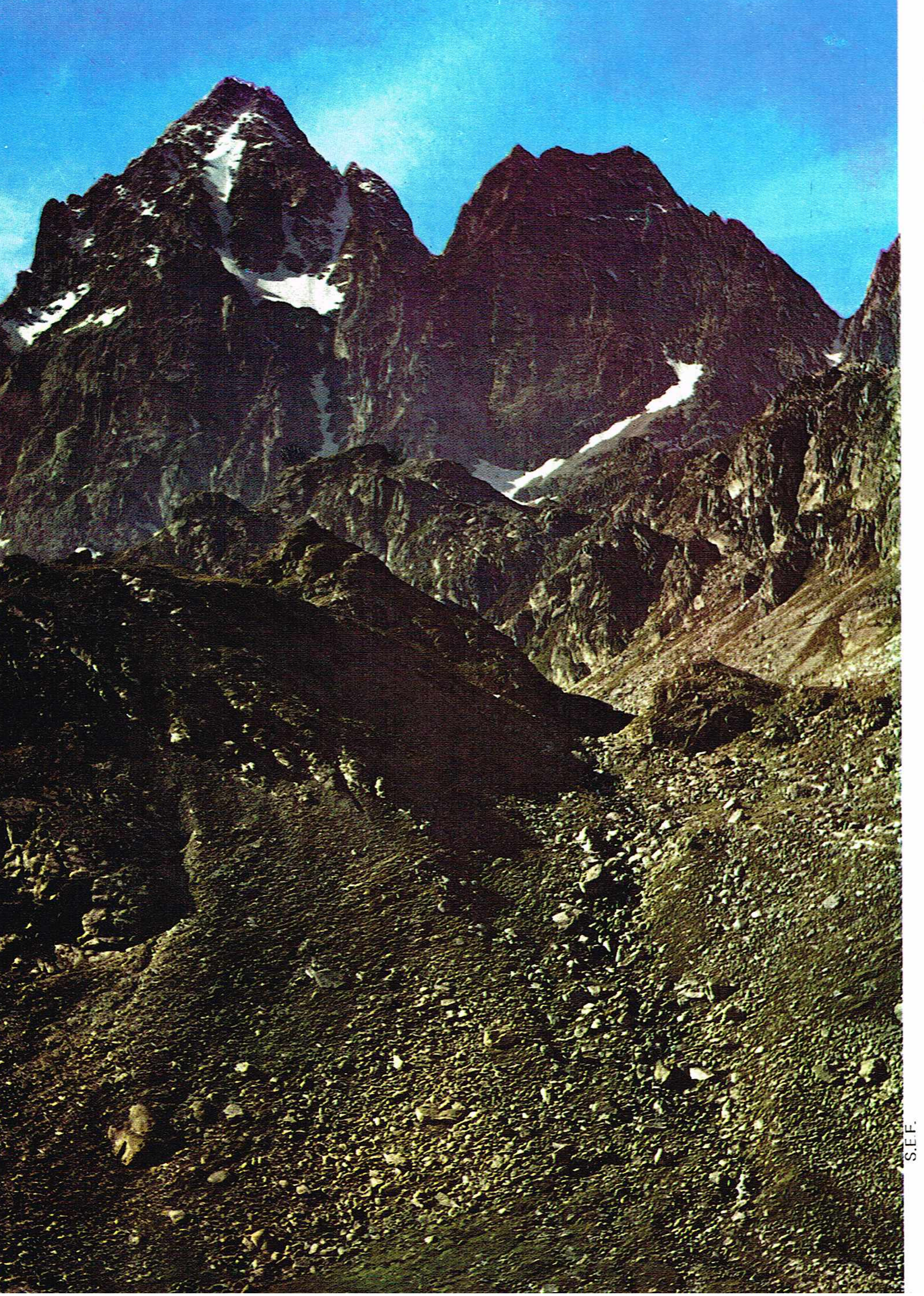
Un autre type est constitué par les *pressions orientées* dues aux déformations orogéniques. Elles sont anisotropes (leur intensité varie suivant les directions de l'espace considérées). Les pressions orientées sont toujours présentes dans le métamorphisme régional, contemporain des déformations orogéniques, alors qu'elles sont absentes dans le métamorphisme thermique de contact. L'existence de pressions orientées durant le déroulement des phénomènes métamorphiques détermine les structures orientées des roches du métamorphisme régional (schistosité, linéations), alors que les roches du métamorphisme de contact présentent des structures et des textures isotropes. Les pressions orientées influent également sur la composition minéralogique des roches, favorisant l'apparition de tel ou tel minéral métamorphique. Il est probable que les effets des pressions orientées se font sentir principalement à des profondeurs limitées. En effet, à très grande profondeur (plus de 20 km), les roches ont des comportements très plastiques du fait

des températures très élevées, et la pression qu'elles subissent est essentiellement de type isotrope.

Dans beaucoup de réactions métamorphiques, un troisième type de pression joue également un rôle important : la *pression de la phase fluide interstitielle,* située entre les cristaux. Dans le cas où les fluides interstitiels peuvent migrer librement dans les roches et communiquer avec la surface terrestre, la pression de la phase fluide est égale environ au tiers de la pression lithostatique; mais dans le cas où les fluides ne sont pas en communication avec la surface terrestre, elle peut être égale à la pression lithostatique; elle peut même, localement, être supérieure à celle-ci quand la phase fluide provient d'intrusions magmatiques voisines riches en eau, ou quand les réactions métamorphiques en cours provoquent la libération d'une phase fluide (eau ou gaz carbonique) hors des réseaux cristallins des minéraux.

Les températures auxquelles ont lieu les réactions métamorphiques faisant intervenir des phases fluides dépendent de la pression de celles-ci. En général, une réaction qui comporte la libération d'une phase fluide requiert une température d'autant plus forte que la pression de la phase fluide est plus grande. Les observations pétrographiques sur le métamorphisme de roches dont la composition varie d'un point à un autre, même sur de faibles distances comme c'est généralement le cas pour les roches sédimentaires, ont montré que les phases fluides ont souvent une diffusion limitée : la pression partielle de chacun de leurs constituants dépend de la quantité qui est libérée localement, et, ordinairement, les divers constituants ne se mélangent pas dans des volumes très importants de roches. Cependant, globalement, le métamorphisme provoque, pour des températures croissantes, un appauvrissement des roches en eau et en gaz carbonique. A faible température, les minéraux métamorphiques néoformés sont des minéraux hydratés ou contenant des oxhydryles dans leur réseau cristallin; à haute température, les minéraux néoformés sont anhydres.

▼ *Le mont Viso est un des massifs montagneux des Alpes occidentales constitués de roches vertes intercalées dans les schistes lustrés et qui dérivent du métamorphisme de roches ignées basiques.*

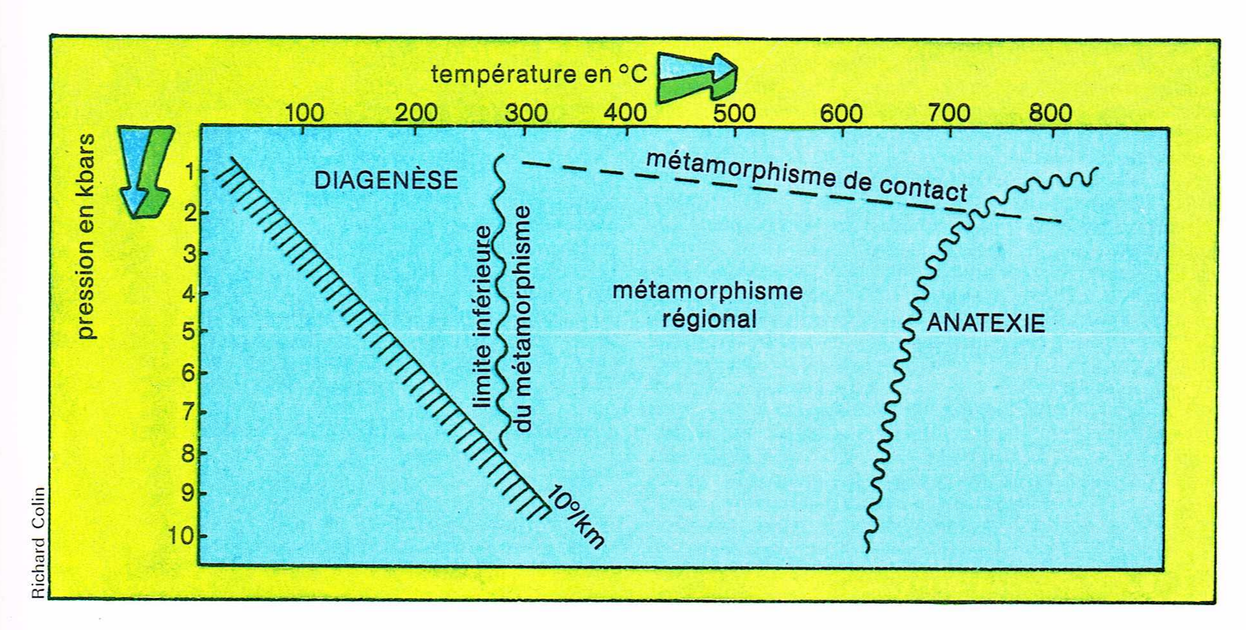

S.E.F.

Dans les réactions métamorphiques ayant lieu à des températures d'environ 300 °C, seuls quelques minéraux préexistants dans la roche sont transformés. A des températures plus fortes, un pourcentage plus élevé de minéraux est affecté par les réactions, jusqu'à ce que, à partir d'une certaine limite, tous les minéraux de la roche prennent part aux réactions, de telle manière que la composition minéralogique de chaque roche représente un équilibre chimique entre tous ses constituants. Généralement, la composition minéralogique d'une roche reflète les valeurs les plus élevées atteintes par les températures et les pressions au cours du métamorphisme. Ces valeurs peuvent être évaluées, car il est possible de reproduire et d'étudier en laboratoire un grand nombre de réactions métamorphiques.

Si l'élévation maximale de température n'a pas été suffisante pour mobiliser tous les minéraux de la roche, il persiste dans la roche métamorphique des *minéraux reliques*. Il peut s'agir de minéraux qui se sont formés à très hautes températures durant la cristallisation de roches ignées et qui restent stables lors de l'élévation ultérieure de la température au cours du métamorphisme : on peut citer, par exemple, le plagioclase calcique des basaltes et des gabbros qui persiste dans les amphibolites produites par le métamorphisme de ces roches *(reliques stables)*. Le quartz est un minéral relique stable qui persiste dans les roches provenant du métamorphisme de grès; dans celles-ci, il est en excès par rapport aux autres minéraux avec lesquels il pourrait se combiner pour donner naissance à des minéraux néoformés. Le zircon est un minéral qui possède un champ de stabilité très étendu et qui n'est pas détruit même à des températures et des pressions très élevées.

Les *reliques instables* sont, au contraire, des minéraux à intervalle de stabilité thermique restreint, mais qui persistent dans des roches métamorphiques formées à des températures non comprises dans cet intervalle. Ces minéraux sont relativement fréquents dans le cas de roches faiblement métamorphiques où les réactions ne se sont pas entièrement effectuées, et dans les cas de métamorphisme rétrograde où ils se présentent souvent « blindés », c'est-à-dire entourés d'une enveloppe de produits d'altération qui a empêché l'accomplissement des réactions métamorphiques en isolant le cœur du cristal.

Puisque le métamorphisme représente un phénomène d'équilibre entre les constituants d'une roche et les conditions physiques du système, on peut se demander pourquoi les roches métamorphiques exposées à la surface terrestre par suite de phénomènes de dislocations et d'érosion ont conservé la composition minéralogique qu'elles avaient acquise dans des conditions de température et de pression très élevées existant dans les profondeurs de la croûte terrestre. Pourquoi cette composition n'a-t-elle pas changé lors de la diminution progressive de profondeur (et, par conséquent, de température et de pression) que les roches ont subie postérieurement? Les observations montrent que les roches métamorphiques conservent généralement la composition chimique correspondant à l'équilibre avec les températures et les pressions maximales auxquelles elles ont été soumises. Cela s'explique d'une part par le fait que, lors du métamorphisme à hautes températures, les minéraux hydratés et ceux qui contenaient de l'eau combinée dans leur réseau cristallin sous forme d'oxhydryles se sont transformés en minéraux anhydres, et, d'autre part, par le fait que les petites quantités d'eau interstitielle à l'état de vapeur supercritique ont été expulsées presque complètement lors du métamorphisme. C'est pourquoi, lors



◀ ***Diagramme schématique des différents types de métamorphisme en fonction de la pression et de la température (d'après Winkler, 1965).***

de la diminution progressive de la température qui suit les phénomènes métamorphiques, du fait de l'absence de phase fluide, les minéraux formés à haute température ne peuvent généralement pas réagir entre eux pour produire d'autres minéraux stables à plus faible température.

Il existe toutefois assez fréquemment des cas de *métamorphisme rétrograde,* c'est-à-dire de réactions entre minéraux stables à hautes températures pour former des minéraux stables à des températures inférieures. Ces réactions sont rendues possibles par l'apport, lors de la diminution de température, de petites quantités de fluides provenant d'intrusions magmatiques ou de phénomènes métamorphiques ayant lieu dans des régions voisines.

La présence de vapeur d'eau à l'état supercritique, dérivée des petites quantités d'eau présentes dans les interstices intercristallins des roches et en partie expulsée lors des réactions métamorphiques, rend possible les réactions accompagnées de phénomènes de dissolution et de diffusion ionique; ces réactions, peu claires encore dans le cas des vapeurs supercritiques, sont probablement analogues à celles qui se produisent dans les solvants liquides. La diffusion ionique est efficace, lors du métamorphisme, sur des distances très petites (de l'ordre du centimètre). En effet, les différences de composition originelle des roches soumises au métamorphisme se reflètent dans les différentes associations minéralogiques des roches métamorphiques, même sur des distances inférieures au centimètre. C'est pourquoi la stratification caractéristique des roches sédimentaires, c'est-à-dire la présence de niveaux de composition différente, est souvent bien conservée après le métamorphisme, particulièrement dans le cas où les pressions orientées n'ont pas atteint des valeurs élevées. On connaît des paragneiss où la stratification parallèle ou oblique des grès dont ils dérivent a été conservée, bien qu'ils soient constitués de minéraux complètement différents des minéraux originels. Ainsi, l'équilibre entre les minéraux composant une roche métamorphique ne se réalise-t-il que sur des distances petites, qui peuvent être parcourues par la diffusion ionique; ces distances augmentent légèrement avec l'élévation de température.

Les réactions métamorphiques se représentent graphiquement de manière analogue aux réactions chimiques, c'est-à-dire en écrivant l'ensemble des minéraux et des phases fluides prenant part à la réaction, et en les égalisant avec l'ensemble des minéraux et des substances fluides produits par la réaction. Au lieu d'écrire la formule chimique des minéraux, aussi exprimée sous forme d'oxydes, on peut simplement écrire leur nom. Ainsi :

$$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2 + SiO_2 \rightleftharpoons KAlSi_3O_8 + Al_2SiO_5 + H_2O$$

Muscovite + Quartz ⇌ Feldspath + Sillimanite + Eau.

Comme dans toutes les réactions chimiques, il existe une *température d'équilibre* à laquelle les deux associations minérales sont stables en même temps; si la température augmente, l'équilibre se déplace vers l'association écrite à droite du signe d'égalité, ce qui s'indique par une flèche entre les deux associations minérales, et *vice versa*. Il se forme alors l'association minérale stable dans les conditions considérées, au détriment de l'autre association. La vitesse de réaction augmente avec l'élévation de température au-dessus de la température d'équilibre, jusqu'à ce que l'un des minéraux réagissant ait complètement disparu. La température d'équilibre varie en fonction de la pression, ou plutôt en fonction des trois types de pression qui ont été distingués. D'ordinaire, la température d'équilibre augmente avec la pression, surtout si, parmi les produits de la réaction, il existe des phases fluides (dans ce cas, on considère la pression de la phase fluide interstitielle). Cependant, pour quelques réactions métamorphiques, la température d'équilibre décroît avec l'élévation de la pression, lithostatique ou orientée.

Les réactions métamorphiques peuvent être étudiées en laboratoire et leurs courbes d'équilibre représentées graphiquement en fonction de la température et de la pression.

Les différents types de métamorphisme

Les facteurs qui produisent les changements de composition minéralogique et de structure caractéristiques du métamorphisme, et qui sont essentiellement la température et les pressions, peuvent agir simultanément ou l'un d'eux peut prévaloir sur les autres, ce qui provoque des effets divers sur les roches. Ainsi, on distingue habituellement deux types principaux de métamorphisme : le *métamorphisme thermique,* principalement dû à une élévation de température localisée autour d'une intrusion magmatique, et le *métamorphisme régional,* dû à l'augmentation simultanée des températures et des pressions par suite de mouvements de dislocation et d'enfouissement de vastes zones de l'écorce terrestre.

Les différents types de métamorphisme se distinguent par leur localisation ainsi que par les structures et les compositions minéralogiques des roches correspondant à chaque type.

Dans le **métamorphisme thermique,** ou **de contact,** le facteur principal de la transformation des roches est une forte élévation de température, localisée dans l'« auréole de contact » qui entoure les intrusions magmatiques dans les niveaux relativement superficiels de l'écorce terrestre (jusqu'à quelques kilomètres de profondeur). La recristallisation des roches, due aux très fortes températures de l'intrusion, provoque l'apparition de nouveaux minéraux généralement de petite taille et non orientés. La température décroît au fur et à mesure qu'on s'éloigne du contact intrusif, ce qui donne lieu à la formation de différentes zones concentriques, caractérisées par des associations minérales et des degrés différents de recristallisation des roches. L'auréole de contact ne dépasse pas quelques centaines de mètres.

Le métamorphisme thermique est souvent associé à des phénomènes *métasomatiques,* c'est-à-dire à l'introduction dans les roches au contact de l'intrusion de substances provenant du magma et fixées dans les réseaux de quelques minéraux métamorphiques, ce qui provoque un changement de la composition chimique initiale de la roche. Quand ces réactions intéressent les minéraux de la roche magmatique elle-même, à peine consolidée, elles font partie de l'*autométasomatisme,* étudié avec les phénomènes magmatiques.

Dans le **métamorphisme régional,** les roches sont soumises à des augmentations de température et de pressions (lithostatique et orientée). Les pressions orientées déterminent une orientation de la texture et de la structure des roches. Les minéraux sont alignés ou aplatis dans un plan de schistosité, plan selon lequel les roches se rompent plus facilement. Ce type de métamorphisme se rencontre dans les zones orogéniques où les roches sont soumises à des pressions aboutissant à la surrection de chaînes de montagnes plissées. Au contraire du métamorphisme de contact, le métamorphisme régional n'est pas en relation avec des intrusions magmatiques et s'étend sur des centaines ou des milliers de kilomètres carrés dans les chaînes de montagnes récentes et les boucliers continentaux anciens.

Durant le métamorphisme régional, les roches sont fréquemment soumises à différents épisodes de cristallisation superposés, pendant lesquels règnent des conditions physico-chimiques différentes. Si ces épisodes de cristallisation ont lieu au cours d'un même cycle orogénique, il s'agit d'un **métamorphisme polyphasé;** s'ils ont lieu lors de deux cycles différents, on parle de **polymétamorphisme.**

L'**ultramétamorphisme** est associé au métamorphisme régional et se rencontre dans les zones les plus profondes, là où agissent de très fortes températures provoquant une fusion partielle des roches, ou *anatexie,* et la formation de migmatites. Celles-ci sont des roches mixtes dans lesquelles on observe des éléments de roches métamorphiques de couleur sombre et des bandes de matériel leucocrate magmatique, sans structure orientée, composé de quartz et de feldspath potassique.

Le **métamorphisme d'enfouissement** désigne un ensemble de transformations minéralogiques et structurales que subissent les roches soumises à grande profondeur à de fortes pressions dues au poids des roches sus-jacentes, mais sans qu'interviennent des compressions orogéniques. Ce type de métamorphisme est peu répandu. On observe un passage très progressif entre les roches sédimentaires soumises seulement à la diagenèse et les roches métamorphiques.

Le **métamorphisme dynamique,** ou **cataclastique,** intéresse de faibles volumes de roches, situées à proximité de surfaces importantes de mouvements tectoniques (failles, charriage). Dans les roches ainsi soumises à des déformations intenses, les changements se traduisent surtout au niveau des structures et consistent en un écrasement des grains cristallins. Les roches résultantes sont des mylonites. Cependant, dans certains cas, il peut aussi se produire des changements de la composition minéralogique des roches. Généralement, la température est très basse dans ce type de métamorphisme car celui-ci est limité aux niveaux supérieurs de l'écorce terrestre.

Au cours du développement d'une zone orogénique, les différents types de métamorphisme décrits précédemment peuvent avoir lieu. Le métamorphisme régional affecte des régions particulières de l'écorce terrestre où se sont généralement déposées d'épaisses séries sédimentaires, soumises par la suite à un flux de chaleur et à des compressions tectoniques. Lors des déformations de ces séries sédimentaires, plusieurs phases de cristallisations métamorphiques peuvent se succéder, donnant lieu à un métamorphisme polyphasé. Dans les parties les plus profondes, se forment des migmatites. En même temps, des intrusions granitiques se mettent en place dans les couches superficielles de l'écorce et provoquent la formation d'auréoles de contact. A la fin du cycle orogénique, les températures et les pressions diminuent; le métamorphisme régional devient rétrograde et les minéraux métamorphiques précédemment formés peuvent être en partie détruits.

Les roches métamorphiques

Les minéraux des roches métamorphiques

Les minéraux les plus abondants des roches métamorphiques correspondent aux minéraux principaux des roches ignées : **quartz, feldspath, biotite, muscovite, hornblende.** Mais certains minéraux des roches ignées, comme l'**olivine** et les **feldspathoïdes,** sont très peu fréquents dans les roches métamorphiques, alors que d'autres, accessoires dans les roches ignées, se rencontrent en grandes quantités dans les roches métamorphiques. De plus, certains minéraux sont caractéristiques des roches métamorphiques : la **jadéite,** l'**omphacite** (pyroxènes sodiques), la **trémolite-actinote,** la **cummingtonite,** le **glaucophane** (amphibole sodique), le **stilpnomélane** (phyllosilicate), le **chloritoïde,** les **grenats,** l'**épidote,** la **lawsonite,** la **pumpellyite,** et les silicates d'alumine, comme l'**andalousite,** le **disthène** et la **sillimanite.**

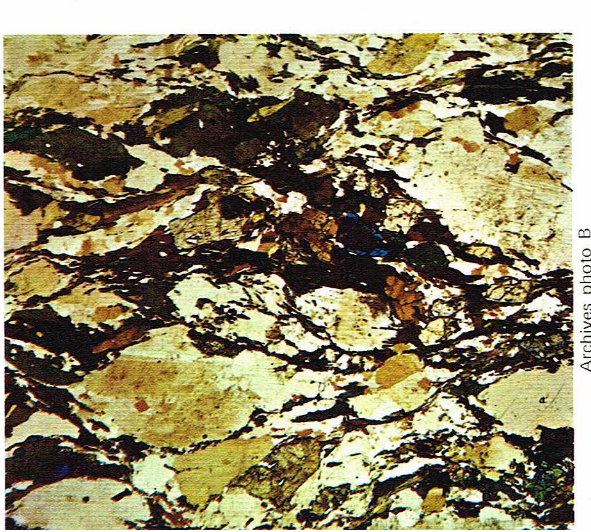
La présence de tel ou tel minéral de métamorphisme dépend de la composition chimique de la roche initiale et des conditions de température et de pression qui régnaient lors du métamorphisme.

Dans les roches fortement alumineuses, formées à partir de roches sédimentaires pélitiques, on rencontrera des minéraux alumineux, comme la **staurotide,** la **sillimanite,** l'**andalousite,** la **cordiérite,** le **disthène,** le **chloritoïde,** etc. Dans les roches basiques et les grauwackes, qui contiennent beaucoup de fer et de magnésium, apparaîtront la **hornblende,** la **trémolite,** l'**actinote,** le **grenat almandin,** la **biotite,** l'**hypersthène,** la **chlorite,** le **talc** et la **forstérite.** Dans les roches calcaires se forment le **grenat grossulaire,** l'**idocrase,** la **wollastonite** et l'**épidote.**

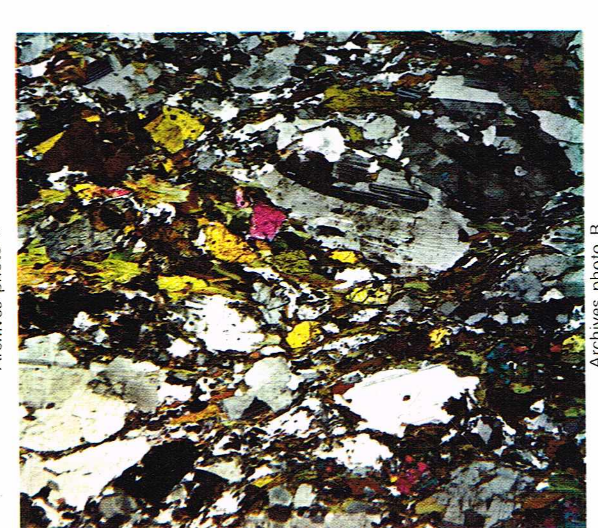
La composition chimique de certains minéraux varie en fonction de la température à laquelle est soumise la roche durant sa cristallisation métamorphique. Ainsi, pour les plagioclases, les termes sodiques albitiques sont stables à faible température, alors qu'à une température plus élevée, on y observe un fort pourcentage calcique, anorthitique si la composition de la roche le permet. De même, les grenats des roches formées à faible température sont riches en manganèse *(spessartine)* ou en calcium *(grossulaire),* tandis qu'à des températures plus fortes, il se forme du grenat riche en fer *(almandin).* Les micas blancs *(muscovite, paragonite)* sont stables à des températures plus basses que les micas bruns *(biotite,*

▼ *A gauche, lame mince en nicols croisés de gneiss. Les minéraux aux couleurs d'interférence blanches et grises sont du quartz et des feldspaths; ceux aux couleurs vives sont des cristaux lamellaires de muscovite et de biotite. Au centre, lame mince en nicols presque croisés de gneiss dioritique (Lombardie). La roche a une texture œillée; ses principaux constituants colorés sont de l'amphibole, de la biotite et de l'épidote. A droite, l'observation de la même roche en nicols croisés montre la macle polysynthétique des cristaux de plagioclase.*

Archives photo B



Archives photo B



Archives photo B

phlogopite). L'augmentation de température favorise l'expulsion de l'eau contenue dans les réseaux cristallins sous forme de molécules ou d'oxhydryles. C'est pourquoi les minéraux formés à basse température (*zéolites, chlorite, micas,* etc.) sont généralement hydratés, alors que ceux qui apparaissent à haute température sont anhydres.

En se fondant sur le fait que certains minéraux ne sont jamais présents dans les roches du métamorphisme régional formées en conditions de pressions orientées, alors que d'autres ne sont jamais représentés dans les roches du métamorphisme de contact, on distingue, respectivement, les *minéraux anti-stress* et les *minéraux stress* (« stress » désigne en anglais la contrainte appliquée à un corps solide). La pression orientée augmente l'instabilité du réseau cristallin de certains minéraux; elle provoque leur recristallisation suivant une orientation différente ou facilite la formation de nouveaux minéraux à réseau cristallin plus dense et plus résistant à la pression orientée. Ainsi, les minéraux qui cristallisent à forte pression ont une grande densité ionique; c'est le cas, par exemple, de la *jadéite*, de la *lawsonite*, du *disthène*, du *grenat*, de l'*épidote*, du *chloritoïde* et du *talc*. D'ailleurs, les roches formées à hautes pressions, comme les éclogites, ont généralement une densité élevée (3,4 à 3,6). D'une manière générale, les minéraux qui présentent une structure cristalline en chaînes (inosilicates), comme les amphiboles et les pyroxènes, ainsi que ceux qui ont une structure cristalline en feuillets (phyllosilicates), comme les micas, cristallisent sous de fortes pressions; par contre, une grande partie des minéraux anti-stress, instables sous de fortes pressions, comme l'*andalousite*, la *cordiérite* et les *feldspaths*, sont des tectosilicates ou des nésosilicates.

Des expériences de laboratoire ont permis de synthétiser différents minéraux et de connaître les conditions de pression et de température dans lesquelles ces minéraux cristallisent. On peut ainsi délimiter les champs de stabilité des différents minéraux en fonction de la température et de la pression. Par exemple, les trois silicates d'alumine polymorphes (qui ont la même composition chimique mais non la même structure cristalline), l'*andalousite*, la *sillimanite* et le *disthène* cristallisent dans des conditions différentes. L'andalousite cristallise uniquement si les pressions sont faibles, alors que le disthène cristallise pour des valeurs élevées de la pression.

Structures et textures des roches métamorphiques

La formation et l'accroissement des minéraux d'une roche métamorphique quelconque ont lieu en milieu solide.

Les minéraux néoformés remplacent graduellement ceux qui constituaient la roche avant que soient atteintes les conditions de température et de pression provoquant l'instabilité de l'association minérale originelle et le début des réactions métamorphiques.

Structures des roches métamorphiques

Les structures des roches métamorphiques sont appelées d'une manière générale *structures cristalloblastiques*, car elles sont dues à la « germination » des cristaux des nouveaux minéraux à partir de différents nucléi de cristallisation. La croissance des différents minéraux qui composent l'association minéralogique stable dans les nouvelles conditions de température et de pression a lieu simultanément, à la différence de la cristallisation des minéraux des roches ignées qui se produit dans un ordre bien défini et pendant un intervalle de temps très long. L'espace occupé par les minéraux néoformés provient de la disparition simultanée des minéraux de l'association minéralogique originelle, dont les éléments (ions et groupes d'ions) sont utilisés pour la construction des réseaux des minéraux néoformés.

Les minéraux des roches métamorphiques ont souvent des formes cristallines irrégulières; ils s'interpénètrent du fait qu'ils croissent en milieu solide et que les minéraux préexistants ou les autres minéraux en cours de formation font obstacle à leur croissance. Cela constitue une autre différence par rapport aux roches ignées, dans lesquelles les premiers minéraux cristallisés ont des formes cristallines parfaites du fait qu'ils se sont formés dans un milieu fluide.

Cependant, parmi les minéraux des roches métamorphiques, on peut distinguer ceux qui ont généralement des formes cristallines bien développées (faces, angles), et ceux qui ont presque toujours des formes irrégulières : les premiers sont appelés *idioblastes*, les seconds *xénoblastes*. Les minéraux idioblastes croissent, durant le développement des phénomènes métamorphiques, suivant des faces cristallines régulières, repoussant et déformant mécaniquement les autres minéraux; les minéraux xénoblastes cristallisent simultanément dans les espaces irréguliers existant entre les cristaux idioblastes.

D'après de nombreuses observations faites sur des lames minces des roches, il a été possible de définir un ordre cristalloblastique, c'est-à-dire une liste des minéraux les plus courants des roches métamorphiques, en commençant par ceux qui montrent le plus souvent des formes cristallines parfaites et en continuant par ceux qui montrent des formes de plus en plus imparfaites.

Les minéraux présentant les formes cristallines les mieux exprimées sont le *rutile* et la *magnétite*. Les *grenats*, la *tourmaline*, le *disthène*, la *sillimanite*, l'*andalousite*, la *staurotide* et le *chloritoïde* ont aussi des formes cristallines bien développées. Suivent ensuite les *épidotes*, les *pyroxènes* et les *amphiboles*, les *micas* et les *chlorites*, l'*albite* et la *dolomite*. La *calcite*, les *feldspaths* (sauf l'*albite*), la *cordiérite* et le *quartz* montrent généralement des formes irrégulières et imparfaites.

Parmi les structures cristalloblastiques, la **structure granoblastique**, analogue à la structure granulaire holocristalline des roches ignées, mais formée par croissance simultanée et sans orientation préférentielle des cristaux des différents minéraux qui composent la roche, est assez répandue. Les cristaux ont généralement des formes isométriques, c'est-à-dire ni prismatiques, ni aplaties, et des dimensions analogues, souvent petites. La structure granoblastique est caractéristique des *cornéennes*, roches du métamorphisme de contact.

Si les cristaux des différents minéraux s'interpénètrent irrégulièrement, il s'agit d'une **structure diablastique.**

La **structure myrmékitique,** voisine de cette dernière structure, existe dans les roches gneissiques et également dans les roches ignées granitoïdes. Elle consiste en petits cristaux vermiculaires de quartz en inclusions dans le plagioclase, au contact de ce dernier avec un feldspath potassique.

La **structure lépidoblastique** est caractéristique des roches formées par des cristaux lamellaires (*micas, chlorite)* en quantités notables et disposés parallèlement les uns aux autres. La **structure nématoblastique** est propre aux roches métamorphiques contenant des minéraux à formes prismatiques allongées et disposés parallèlement. Les structures lépidoblastique et nématoblastique se rencontrent fréquemment dans les roches métamorphiques du métamorphisme régional.

La **structure kéliphytique** est déterminée par le développement d'un minéral ou d'un agrégat de minéraux à la périphérie des cristaux d'une autre espèce minéralogique, qui est ainsi partiellement remplacée. On la trouve également dans les roches magmatiques; mais là elle se forme par réaction entre un cristal et le résidu fondu qui l'entoure. Un exemple de structure kéliphytique est donné par les cristaux de *grenat* entourés d'une enveloppe de *chlorite* microcristalline.

Une autre structure commune est la **structure porphyroblastique,** analogue par son aspect à la structure porphyrique des roches ignées. Elle consiste en la présence de quelques cristaux, appartenant généralement à la même espèce minéralogique, de dimensions plus grandes que les autres cristaux de la roche, lesquels sont de taille moyenne.

Les porphyroblastes peuvent inclure de nombreuses petites plages, à contours irréguliers, d'un ou de plusieurs autres minéraux : ils possèdent alors un aspect criblé formant la structure **pœciloblastique** (analogue à la structure pœcilitique des roches ignées).

La structure **hélicitique** est caractérisée par la présence à l'intérieur d'un cristal, le plus souvent d'un porphyroblaste, de fines surfaces d'inclusions formées par de petits cristaux d'autres minéraux ou de matière charbonneuse. Ces surfaces sont disposées en spirale par



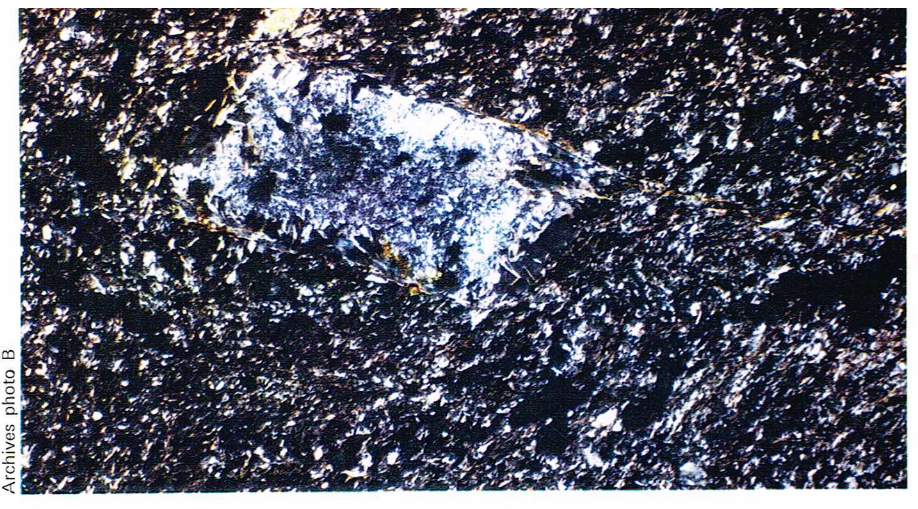
C. Bevilacqua

▲ **Structure granoblastique** ***caractéristique des cornéennes, roches du métamorphisme de contact. Les cristaux de formes isométriques, aux couleurs d'interférence jaunâtres et bleuâtres, sont ceux d'un minéral du groupe de l'épidote (lame mince en nicols croisés).***

▼ ***Structure porphyroblastique caractérisée par de gros porphyroblastes de grenat inclus dans une masse constituée d'amphibole (prismes montrant de nettes traces de clivage), de plagioclase, d'épidote, de phyllosilicates et de magnétite (lame mince en nicols partiellement croisés).***

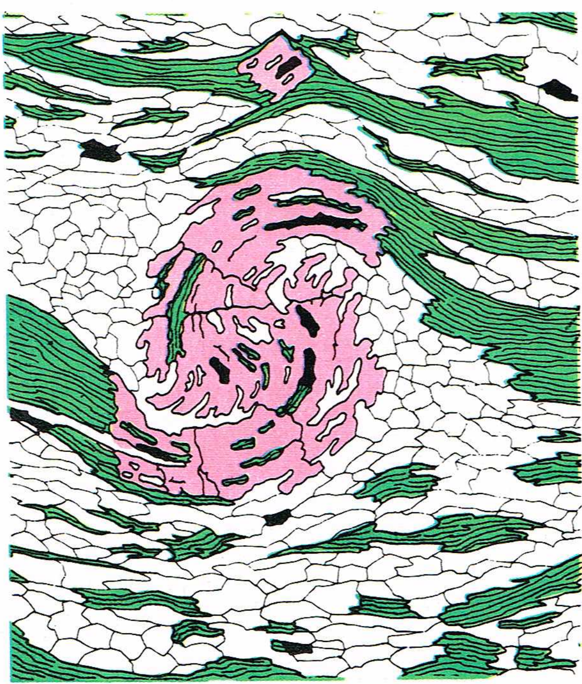


Archives photo B





▲ *A gauche, un schiste à chiastolite (Bavière) [lame mince en nicols croisés]. Un porphyroblaste d'andalousite chargé d'impuretés au cœur du prisme (chiastolite) s'est formé dans la roche quartzo-séricitique, excluant en les repoussant les minéraux qui gênaient sa croissance. A droite,* texture tachetée *d'un argiloschiste (Vosges) [lame mince en nicols presque croisés]. La masse microcristalline quartzo-séricitique faiblement recristallisée, parsemée de petits cubes de magnétite néoformée, comprend des zones reliques noirâtres dans lesquelles les phénomènes métamorphiques ne sont pratiquement pas entamés et où s'est concentrée la matière organique qui était à l'origine disséminée dans la roche.*



▶ *Représentation schématique d'une* structure hélicitique *due à la rotation en sens antihoraire d'un* porphyroblaste de grenat *(en rose) dans une* phyllade*; en vert, les* phyllosilicates*; en blanc,* quartz *prédominant; en noir,* sulfures *et* oxydes métalliques *(redessiné d'après une lame mince; d'après Niggli).*

suite d'une rotation progressive du porphyroblaste au cours de sa croissance et de la distorsion provoquée par cette rotation des surfaces d'inclusions originellement planes. La structure hélicitique, fréquente dans les porphyroblastes de *grenat,* par exemple, rend évidente l'existence de mouvements différentiels dus à la pression orientée dans les roches lors du métamorphisme.

Les inclusions contenues dans les minéraux des roches métamorphiques sont souvent disposées régulièrement, par suite du mode de croissance particulier des cristaux. Elles sont le plus souvent des résidus de la structure originelle des roches, comme les impuretés charbonneuses disposées le long de surfaces parallèles ou déformées en spirale dans la structure hélicitique, mais elles se forment parfois lors de phénomènes métamorphiques tardifs, rétrogrades, comme certaines concentrations de paillettes de *muscovite (séricite)* à l'intérieur des cristaux de *feldspath,* disposées le long de certains plans cristallographiques du minéral hôte. Les cristaux de nombreux minéraux métamorphiques sont riches en inclusions, du fait que le nouveau minéral, lors de son apparition, a une force de cristallisation peu élevée et inclut dans son réseau des matières microcristallines ou amorphes présentes dans la roche. Durant sa croissance, le minéral devient capable d'exclure les impuretés solides, en les repoussant, surtout le long des faces cristallines qui s'accroissent le plus rapidement; cependant, les impuretés peuvent persister dans les plans le long desquels le cristal s'accroît plus lentement. Un cas typique est celui de l'*andalousite,* minéral à forme prismatique, qui, dans la variété *chiastolite,* présente des inclusions au cœur du prisme et le long de deux plans passant par les arêtes longitudinales opposées, par suite de l'accroissement plus rapide du cristal suivant les quatre faces du prisme. Le *grenat,* la *staurotide* et la *cordiérite* présentent souvent des inclusions analogues dans leur cœur ou dans des plans orientés régulièrement.

Textures des roches métamorphiques

Les textures des roches métamorphiques sont déterminées par la disposition de l'ensemble des minéraux qui les composent. Le métamorphisme de contact ne produit pas dans les roches de textures particulières car les minéraux, souvent de grain fin, n'ont pas d'orientation préférentielle, et l'association minéralogique est habituellement uniforme, sans concentration de minéraux particuliers dans des niveaux distincts.

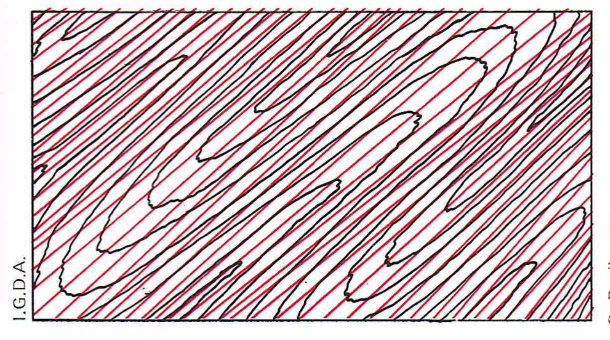
La seule exception est la **texture tachetée** de certains argiloschistes et phyllades, métamorphosés ultérieurement par une légère augmentation de température que produit une intrusion magmatique qui a induit les premières réactions métamorphiques seulement en quelques endroits de la roche, endroits qui se distinguent comme de petites taches de couleurs différentes. Avec l'augmentation du degré de métamorphisme thermique, la texture des roches devient uniforme. Cependant, il est quelquefois possible de reconnaître dans les roches du métamorphisme de contact des reliques de textures magmatiques ou sédimentaires qui persistent même à des degrés moyens et élevés du métamorphisme.

Les roches soumises au métamorphisme régional présentent, au contraire, des textures caractéristiques, provoquées essentiellement par la pression orientée d'origine tectonique.

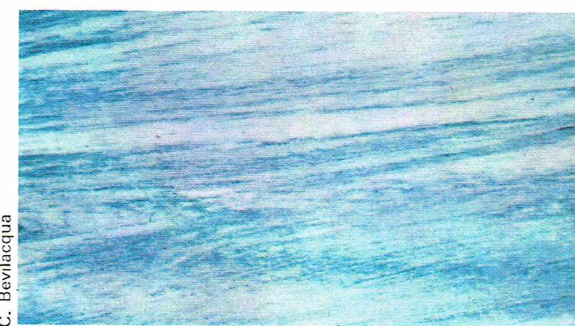
La texture principale, la plus fréquente, des roches du métamorphisme régional est la **texture schisteuse,** déterminée par la présence de plans de schistosité. Cette dernière peut être définie comme l'orientation préférentielle de la forme, ou du réseau cristallin, de quelques-uns ou de tous les minéraux principaux de la roche suivant des surfaces parallèles d'origine mécanique. Les *textures tabulaires* observées dans certaines roches ignées peuvent être d'aspect assez semblable à la texture schisteuse, mais elles ont pour origine les mouvements lents de la masse magmatique à demi consolidée durant son refroidissement, et non la cristallisation orientée des produits des réactions métamorphiques dans une roche déjà solide.

Il est quelquefois difficile de distinguer ces deux types de texture, d'autant plus que la *texture cataclastique* caractéristique de nombreux gneiss, qui consiste en la fracturation des grains cristallins produite par des déformations tectoniques ultérieures, est souvent non différenciable de la texture cataclastique primaire ou protoclastique produite durant le refroidissement d'une masse magmatique. De même, la disposition parallèle des micas et des minéraux argileux dans les roches sédimentaires détritiques a des origines tout à fait différentes de celles de la schistosité; celle-ci peut cependant se développer par recristallisation mimétique de ces minéraux, déjà orientés parallèlement lors de la sédimentation. La texture schisteuse se manifeste de manière particulièrement évidente dans les roches riches en minéraux de forme lamellaire, comme les micas et les chlorites. Le terme de « schistes cristallins », amplement utilisé pour définir les roches du métamorphisme régional, s'applique plus spécialement aux roches riches en phyllosilicates (micaschistes, chloritoschistes, etc.).

Les minéraux à forme prismatique (amphibole, staurotide, etc.) peuvent aussi posséder une orientation préférentielle et sont alors disposés avec le grand axe des prismes dans les plans de schistosité. Dans le cas de roches presque entièrement formées de minéraux tous allongés suivant la même direction, parallèlement à leur grand axe, comme c'est fréquemment le cas pour les amphibolites, on parle de **texture linéaire.** Cette



I.G.D.A.



C. Bevilacqua

◀ *A gauche, coupe schématique d'une série métamorphique replissée et présentant une* texture schisteuse, *principale texture des roches du métamorphisme régional. On observe notamment les rapports entre les plans de schistosité (en rouge) et les plans de stratification (en noir) dans les différentes parties des plis (d'après Moret). A droite, section polie de marbre cipolin de Carrare. Les bandes vertes, fortement replissées par suite de la plasticité des marbres durant leur recristallisation, sont formées par des minéraux de métamorphisme silicatés (micas) et reflètent l'ancienne stratification.*

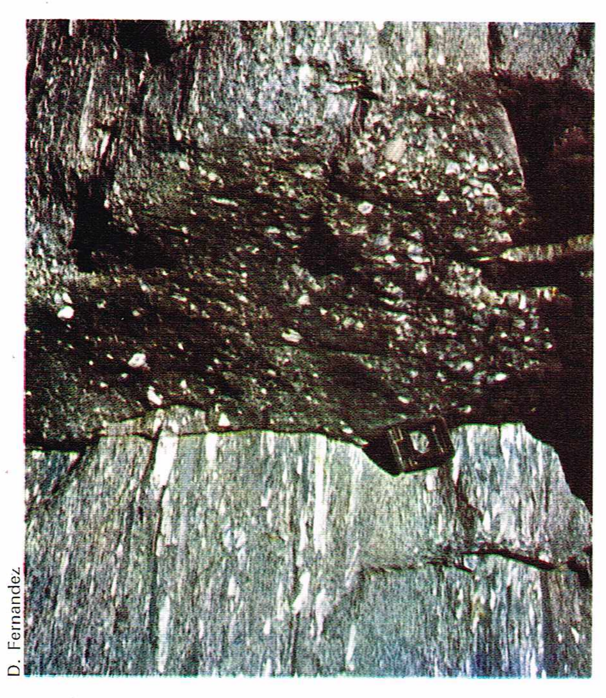
texture peut aussi être déterminée dans les roches par l'orientation des éléments tectoniques (axes des plis, etc.) suivant des lignes parallèles, ou linéations. Même les minéraux qui normalement n'ont pas de forme prismatique ou lamellaire, comme le quartz, la calcite et d'autres, peuvent acquérir une forme lenticulaire et aplatie suivant les surfaces de schistosité.

Mais il existe un autre élément de la schistosité des roches du métamorphisme régional, élément qui peut être révélé seulement par un examen pétrographique au microscope avec des équipements et des méthodes spéciaux (platine universelle). Il s'agit de la disposition dans des surfaces parallèles de certaines directions cristallographiques (axes, plans de symétrie) des minéraux de forme cristalline équidimensionnelle ou irrégulière, lesquels s'adaptent ainsi à la symétrie générale de la texture de la roche par l'orientation non de leur forme, mais de leur réseau cristallin. L'analyse structurale des roches au microscope a révélé que le quartz forme souvent, lors des phénomènes métamorphiques, des cristaux ayant leur axe optique disposé dans des surfaces parallèles, qui coïncident avec les surfaces de schistosité générale de la roche ou qui en sont différentes, ou encore en alignements parallèles qui peuvent se trouver sur les surfaces de schistosité sans qu'il y ait allongement correspondant de la forme cristalline. Des dispositions analogues avec orientation parallèle ont été observées pour le réseau cristallin de la calcite et de la dolomite, bien que ces minéraux aient généralement des cristaux de forme équidimensionnelle.

La texture schisteuse des roches soumises au métamorphisme régional se forme dans les profondeurs de l'écorce terrestre où les roches sont soumises à des compressions orogéniques latérales, donnant lieu à des plissements de vaste échelle et à la formation de failles et de surfaces de chevauchements tectoniques. Les grands phénomènes tectoniques déterminent dans les roches des efforts de cisaillement. Il se forme dans les roches des surfaces de glissement le long desquelles les minéraux sont plus ou moins broyés, dissous, et recristallisent de manière orientée lors des réactions métamorphiques.

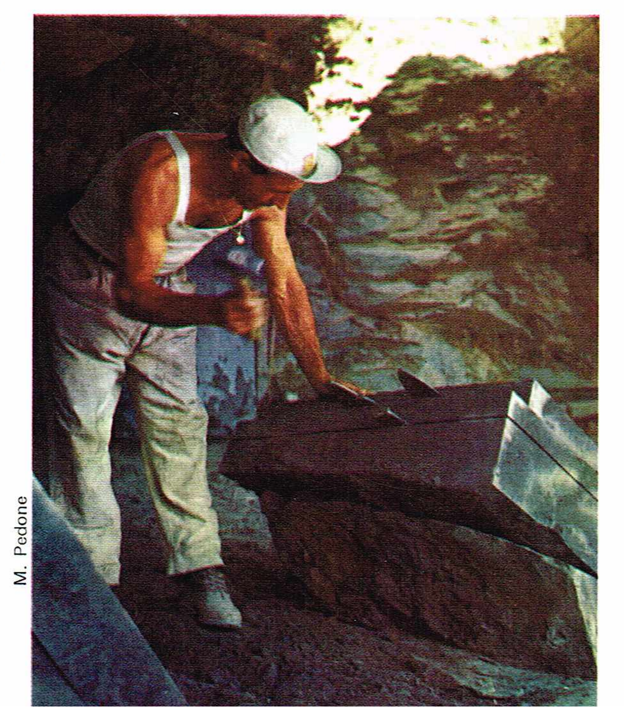
La conséquence la plus évidente de la schistosité des roches du métamorphisme régional est leur *fissilité*. Celle-ci est la propriété d'une roche de se rompre suivant des plans parallèles quand on la frappe ou simplement quand elle est exposée à l'altération atmosphérique. Ces plans de rupture coïncident en général avec les plans de schistosité et sont d'autant mieux marqués que les roches sont plus riches en minéraux micacés. Il peut cependant exister plusieurs plans de fissilité dans les roches.

Une autre texture très commune des roches du métamorphisme régional est la **texture foliée.** La foliation consiste en la séparation des minéraux d'une roche en deux groupes, qui forment des bandes alternantes parallèles, distantes de quelques millimètres dans les roches métamorphiques à grain moyen et de l'ordre du centimètre dans les roches à grain plus grossier. Les bandes sont alternativement de couleur claire et obscure. On parle aussi de **texture gneissique** car elle est caractéristique des gneiss, où elle se traduit par une alternance de niveaux biotitiques et de niveaux quartzo-feldspathiques. La foliation est un effet de la diffusion ionique, phénomène important dans le métamorphisme qui consiste en la migration d'ions ou de groupes ioniques libérés des réseaux cristallins des minéraux antérieurs au métamorphisme, et qui tendent à se regrouper de manière différente pour former de nouveaux réseaux cristallins. L'ampleur de la diffusion ionique, c'est-à-dire la distance sur laquelle les ions peuvent migrer, croît avec le degré de métamorphisme. La genèse de la foliation est probablement favorisée par les différences de comportement des minéraux d'une roche soumise à une déformation tectonique et par la concentration en niveaux lentiformes des minéraux les plus résistants aux déformations. Dans les gneiss, où la foliation est bien développée et où les minéraux micacés sont en quantité moindre que dans les micaschistes, la fissilité diminue; elle devient irrégulière et s'effectue suivant des surfaces plus distantes.



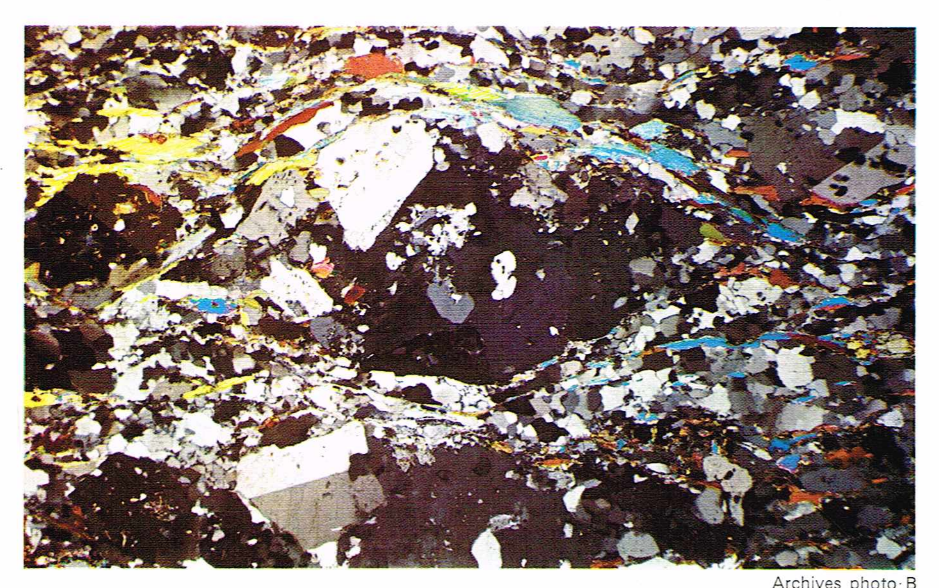
D. Fernandez

◀ *La* texture linéaire *de ce paragneiss conglomératique est déterminée par l'étirement des galets originels de la roche suivant une direction privilégiée.*



M. Pedone

◀ *La* fissilité, *mise en évidence ici sur un bloc d'ardoise, est une des conséquences les plus évidentes de la schistosité des roches du métamorphisme régional.*



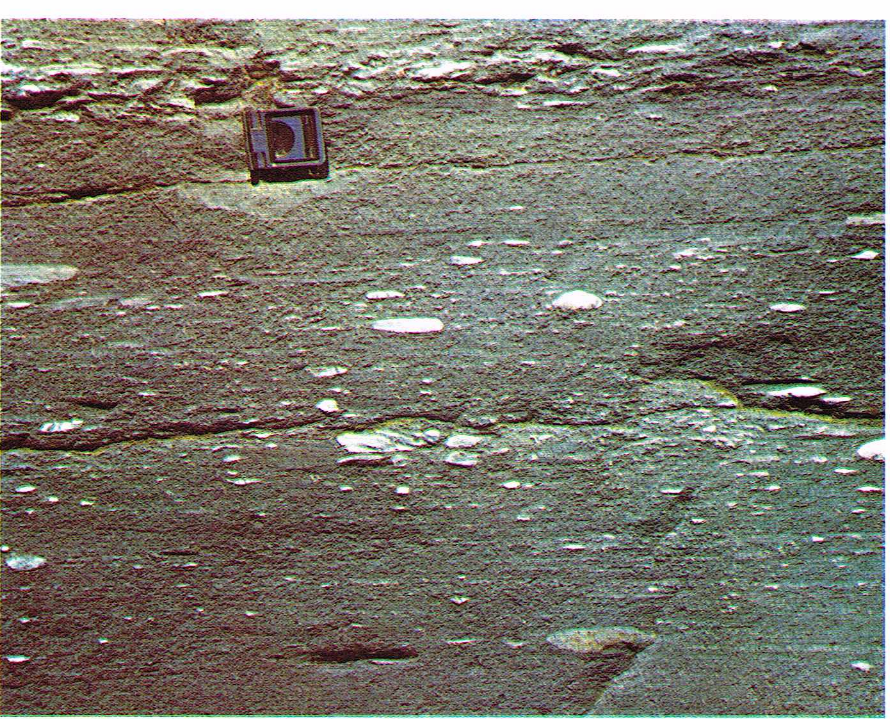
Archives photo B

▲ **Gneiss œillé :** ***au centre, un « œil » de composition essentiellement feldspathique autour duquel se moulent des niveaux de muscovite. La roche contient, en outre, du quartz.***



D. Fernandez

▼ **Texture relique :** ***la stratification, principale structure des roches sédimentaires, se conserve parfois à travers le métamorphisme, comme on le voit sur cette paroi constituée de paragneiss où alternent des niveaux d'origines gréseuse et conglomératique.***



C. Bevilacqua

La **texture œillée** présente quelques analogies avec la texture foliée. Elle est caractérisée par la présence dans certains gneiss de porphyroblastes ou d'agrégats polycristallins, le plus souvent de feldspath, aplatis suivant les surfaces de schistosité. Ceux-ci se forment soit par des phénomènes cataclastiques déformant les phénocristaux originels de roches magmatiques (orthogneiss), soit par des phénomènes d'accroissement des cristaux par des réactions métamorphiques ayant lieu sous pression orientée.

Sous le nom de **texture migmatitique,** on peut réunir les principales caractéristiques macroscopiques d'un groupe important de roches, les migmatites, constituées par l'interpénétration d'un matériel granitoïde et d'un matériel métamorphique sous des formes diverses (veines parallèles ou obliques à la schistosité, etc.).

La **texture rhéomorphique,** assez fréquente dans les migmatites et dans d'autres roches formées à haute température (par exemple, les granulites), est caractérisée par la déformation en petits plis serrés et irréguliers des filonnets pegmatitiques (plis ptygmatiques) ou de bandes de compositions minéralogiques différentes. Cette déformation a lieu dans des conditions physiques particulières de plasticité des masses rocheuses, à très forte température, probablement en présence de petites quantités de matière fluide produites lors de la fusion commençante des roches (anatexie) ou lors des réactions métamorphiques.

Structures et textures reliques

Les roches formées lors du métamorphisme thermique et du métamorphisme régional présentent parfois des *structures* et des *textures reliques,* caractéristiques des roches à partir desquelles elles se sont formées et qui n'ont pas été complètement détruites lors du métamorphisme.

La structure sédimentaire la plus fréquente qui se conserve parfois à travers le métamorphisme est la **stratification.** La composition chimique différente des strates des roches sédimentaires provoque la formation de roches métamorphiques de compositions minéralogiques différentes, même si elles sont formées dans des conditions identiques de température et de pression. La conservation de la stratification à petite échelle a lieu surtout lors du métamorphisme thermique, au cours duquel les roches ne sont pas déformées. Les textures sédimentaires les mieux préservées lors du métamorphisme sont celles des roches détritiques (grès et conglomérats). Les conglomérats, même s'ils sont soumis à un métamorphisme de degré élevé (gneiss conglomératiques), conservent leur texture détritique, mais les galets sont déformés et aplatis suivant la schistosité de la roche et se transforment en agrégats minéralogiques différents des agrégats originels.

Parmi les structures et les textures des roches ignées se conservant partiellement dans les roches métamorphiques qui en dérivent, la principale est la *structure porphyrique* de nombreuses roches effusives et de quelques roches intrusives. Elle se transforme en **structure blastoporphyrique,** qui ne doit pas être confondue avec la structure porphyroblastique, d'aspect analogue (présence de quelques cristaux de dimensions supérieures aux autres) mais d'origine purement métamorphique. On reconnaît fréquemment l'origine ignée des roches métamorphiques à structure blastoporphyrique d'après leur gisement et la persistance d'autres propriétés communes aux roches ignées effusives, comme la texture amygdalaire.

Nomenclature des roches métamorphiques

Une classification systématique des roches métamorphiques est très difficile à établir du fait de la composition chimique et des conditions de formation très variées de ces roches, qui induisent une grande diversité de compositions minéralogiques et de structures. La classification actuelle des roches métamorphiques, élaborée à partir de l'observation au microscope des associations minérales stables de ces roches, est fondée sur l'hypothèse suivante : une association minérale observée dépend uniquement des conditions de métamorphisme auxquelles a été

soumise une roche de composition chimique donnée, quelle que soit sa composition minéralogique originelle. C'est une *classification génétique,* qui regroupe dans une même famille des roches métamorphiques de compositions chimiques et minéralogiques variées et formées dans les mêmes conditions de température et de pressions.

Mais ce mode de classification rend nécessaire une détermination complète et précise des minéraux présents dans une roche métamorphique, ce qui ne peut se faire par un simple examen macroscopique. Aussi une nomenclature faisant appel à l'aspect macroscopique des roches et aux minéraux reconnaissables à l'œil nu est-elle indispensable pour le travail de terrain.

La nomenclature usuelle groupe les roches métamorphiques d'après leurs types lithologiques produits à partir des principaux groupes de roches ignées et sédimentaires, mais elle donne des indications peu précises quant à l'origine de ces roches et à leur degré de métamorphisme.

Le métamorphisme thermique de roches de natures variées, mais le plus souvent d'origine sédimentaire et constituées de minéraux argileux, donne lieu à la formation de **cornéennes,** roches métamorphiques à texture massive, non schisteuse, à grain fin, très dures. Suivant la température maximale atteinte au cours du métamorphisme, elles sont constituées de différentes associations minérales.

Les **schistes tachetés** sont le résultat d'un métamorphisme de contact peu intense provoquant un début de recristallisation des minéraux argileux de la roche et une concentration de certaines substances (graphite, andalousite, cordiérite) qui forment de petites taches sombres. Leur fissilité, qui justifie l'utilisation du terme de schistes à leur égard, est d'origine sédimentaire ou bien est due à un métamorphisme régional de faible intensité, antérieur au métamorphisme de contact et qui a transformé les roches en argiloschistes.

Les roches constituées presque uniquement par de la silice (grès quartziques, silex) sont transformées par le métamorphisme de contact en **quartzites,** très semblables à ceux formés lors du métamorphisme régional mais privés de toute orientation des grains cristallins.

De même, les calcaires sont transformés en **marbres,** roches constituées de calcite granulaire, non orientée. Les calcaires impurs, contenant du matériel argileux ou siliceux, se transforment en marbres à minéraux, où la calcite est accompagnée de divers silicates (idocrase, grossulaire, diopside, etc.).

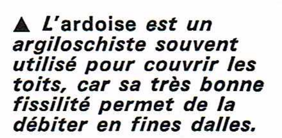
Le métamorphisme de contact des roches ignées donne lieu à des réactions et à des changements de structures dans les roches beaucoup moins importants que ceux qui adviennent dans les roches sédimentaires soumises à une augmentation de température. En effet, les roches ignées sont composées d'associations minérales formées à haute température, donc stables à la température du métamorphisme. Elles peuvent se transformer en cornéennes à amphibole ou à pyroxène.

On appelle **skarns** des roches développées surtout au contact entre un calcaire et une roche magmatique intrusive et formées par métasomatose pneumatolytique avec introduction, dans la roche calcaire, de fer et de silice. De grain grossier, les skarns ont une texture granoblastique ou rubanée en raison de la tendance qu'ont les minéraux formés (grenat, pyroxène, etc.) à se grouper en bandes monominérales parallèles.

Les roches produites par le métamorphisme régional présentent généralement des textures anisotropes, schisteuses, à la différence des roches produites par le métamorphisme thermique, par suite des pressions orientées qui agissent sur les roches au cours du métamorphisme. C'est pourquoi on leur donne le nom général de **schistes cristallins.** Parmi ceux-ci, il est quelquefois possible de distinguer ceux qui dérivent du métamorphisme de roches ignées *(orthoschistes)* et ceux qui sont d'origine sédimentaire *(paraschistes).* Par les préfixes *ortho-* et *para-,* on désigne aussi les gneiss et les amphibolites provenant respectivement du métamorphisme de roches ignées et de roches sédimentaires. Quand une roche métamorphique conserve encore de nombreux caractères de son origine ignée ou sédimentaire, qui n'ont pas été complètement détruits lors du métamorphisme, on lui donne le nom de la roche originelle précédé du préfixe *méta-* : méta-arkoses, métabasaltes, etc.



M. Pedone



▲ ***L'ardoise** est un argiloschiste souvent utilisé pour couvrir les toits, car sa très bonne fissilité permet de la débiter en fines dalles.*

Le métamorphisme régional de roches sédimentaires argileuses produit, pour une faible intensité du métamorphisme, des **argiloschistes** dont la composition minéralogique est peu différente de celle de la roche originelle, mais dont la texture est caractérisée par un développement important de la schistosité. Celle-ci induit une bonne fissilité des roches qui se rompent suivant des surfaces planes et parallèles, très proches les unes des autres, en formant de fines dalles souvent utilisées comme tuiles ou à d'autres fins. L'*ardoise* est un argiloschiste charbonneux de couleur noire. Le passage des argiles aux argiloschistes est graduel. La schistosité se forme en général parallèlement aux plans axiaux des plis qui déforment la stratification originelle des roches. Elle est parallèle à cette dernière dans les flancs des plis, mais la recoupe sous divers angles dans les zones de charnière. Le système de surfaces parallèles de schistosité des roches a donc une disposition variable par rapport à la stratification ; celle-ci est quelquefois visible sous forme de bandes de couleur différente (rosé et gris par exemple) qui intersectent les surfaces de schistosité.

Les **phyllades** ressemblent aux argiloschistes mais s'en différencient par un grain cristallin moins fin. On peut y distinguer à l'œil nu de petites paillettes de séricite ou de chlorite qui donnent aux surfaces de schistosité un

◀ *Page ci-contre, au milieu, cette section polie de migmatite montre une **texture rhéomorphique** caractérisée par l'aspect fluidal des replis affectant les lits de granitoïde et due à un début de fusion des roches.*



C. Bevilacqua

◀ *Un échantillon de* **phyllade.**



C. Bevilacqua

▲ *Un échantillon de* micaschiste *montrant une surface de schistosité recouverte de mica blanc.*

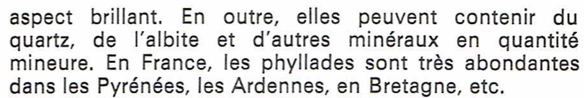
▼ *Ci-dessous, un échantillon de* talcschiste*; cette roche, composée principalement de talc, est peu compacte.*

En bas, à gauche, un échantillon de gneiss *constitué essentiellement de petits niveaux alternés quartzo-feldspathiques et micacés (foliation).*

A droite, un échantillon de prasinite *ou schiste vert, dérivant du métamorphisme de roches magmatiques basiques.*



Archives photo B



aspect brillant. En outre, elles peuvent contenir du quartz, de l'albite et d'autres minéraux en quantité mineure. En France, les phyllades sont très abondantes dans les Pyrénées, les Ardennes, en Bretagne, etc.

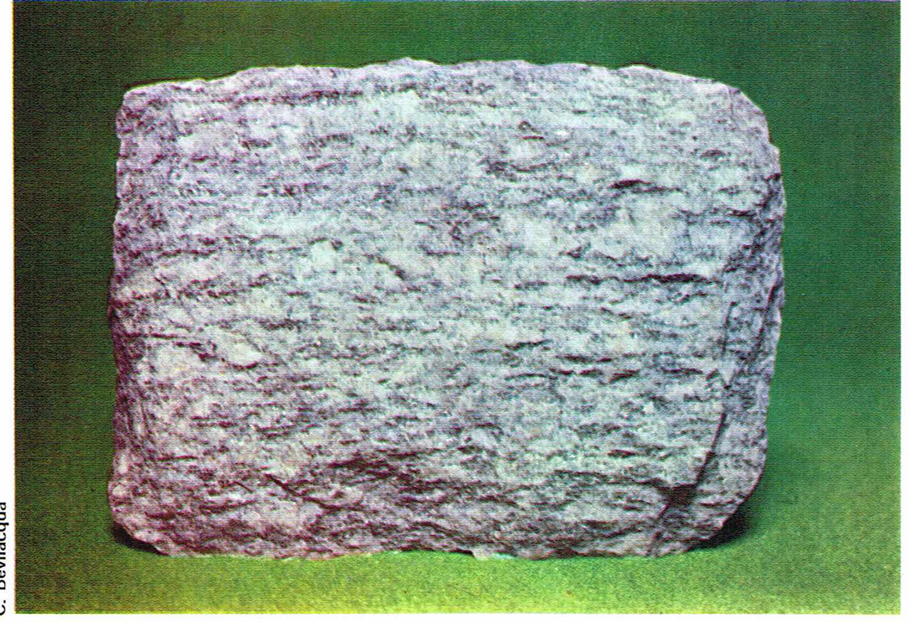
Les **micaschistes** sont également très communs (Massif central, Alpes, etc.). Ils se distinguent des phyllades principalement par leur grain cristallin plus grossier, par la présence de muscovite ou de biotite et d'autres minéraux, parmi lesquels le quartz, visibles à l'œil nu. La schistosité y est moins régulière, mais bien marquée; on peut parfois observer l'intercalation de petits niveaux de quartz de forme lenticulaire parallèlement à la schistosité, et formés par la concentration du quartz durant les phénomènes métamorphiques. En plus du quartz et des micas, ils peuvent contenir quelques cristaux isolés de feldspath et d'autres minéraux suivant la composition originelle de la roche et les conditions particulières de métamorphisme : micaschistes à grenat, à disthène, à cordiérite, etc. Comme les phyllades et les argiloschistes, ils proviennent du métamorphisme régional de roches sédimentaires argileuses.

Les **séricitoschistes** sont des phyllades ou des schistes à séricite dominante, laquelle donne un aspect argenté brillant aux surfaces de schistosité de ces roches.

Les **chloritoschistes** sont des schistes constitués principalement de chlorite. Ce sont des roches de couleur vert sombre, formées à partir de roches sédimentaires argileuses de composition particulière, telles que les roches à glauconie abondante, ou, plus fréquemment, à partir de roches ignées basiques et ultrabasiques. Les *schistes verts* sont une variété de chloritoschistes, de couleur plus claire et de composition basique, contenant, outre la chlorite et le quartz, de l'épidote et de l'actinote. Les *prasinites* sont des schistes verts, dérivant des roches magmatiques basiques, comme les gabbros, les diabases et les basaltes, ou de roches pyroclastiques de composition correspondante, ou encore de grauwackes. Elles sont caractérisées par la présence, en plus de la chlorite et de l'actinote, d'albite, en cristalloblastes ou en porphyroblastes non maclés. Elles contiennent généralement peu de quartz, mais des minéraux accessoires abondants, comme la magnétite et l'apatite. Associées à des chloritoschistes et des serpentinites, on les trouve dans les Alpes et en Corse.

Les **talcschistes** ont une couleur vert clair ou blanchâtre et sont composés principalement de talc. Comme minéraux accessoires, on trouve la magnétite et des carbonates magnésiens, ainsi que parfois de l'antigorite et de la trémolite. Les talcschistes, de texture schisteuse ou plus souvent fibreuse, sont peu compacts.

Les **calcschistes** sont des roches schisteuses, de couleur grise, noire ou verdâtre, formées de niveaux à calcite prédominante alternant avec des niveaux quartzo-micacés. Ils se forment à partir de roches calcaires ou



C. Bevilacqua



C. Bevilacqua

dolomitiques impures (siliceuses ou argileuses). On les trouve en abondance dans les Alpes *(schistes lustrés)*.

Les **gneiss** sont des roches du métamorphisme régional à grain généralement grossier, à fissilité moins parfaite que les micaschistes et constituées essentiellement de quartz et de feldspath, ainsi que de micas et de minéraux ferromagnésiens en quantités mineures. Ils se caractérisent par leur texture foliée, dite aussi gneissique. Les gneiss ont une fissilité irrégulière, suivant des surfaces plus espacées que dans les micaschistes, desquels ils se différencient également par leur composition minéralogique (abondance des feldspaths et rareté des micas). Mais il existe des termes de passage entre ces deux types de roches.

Les gneiss peuvent se former à partir de roches d'origine sédimentaire ou magmatique : *paragneiss* formés à partir de grès feldspathiques, de pélites ou de grauwackes, et *orthogneiss* formés à partir de granites, de rhyolites, de porphyres quartzifères, etc. Leur aspect est identique, mais leur distinction est parfois possible d'après leurs conditions géologiques de gisement et leur association avec d'autres types de roches métamorphiques, ou d'après certaines particularités de composition chimique ou minéralogique. Les orthogneiss constituent habituellement de grandes masses de formes et de dimensions semblables à celles des batholites de roches granitiques, alors que les paragneiss forment des bancs ou des masses tabulaires alternant avec d'autres roches métamorphiques de composition différente (quartzites, micaschistes, amphibolites, etc.). Toutefois, les phénomènes tectoniques associés au métamorphisme obscurcissent souvent les relations existant primitivement entre les différentes roches. On peut parfois observer des textures sédimentaires reliques dans les paragneiss, par exemple, des textures conglomératiques où les galets quartzeux originels ont recristallisé en agrégats polycristallins de quartz, de forme aplatie suivant les surfaces de schistosité.

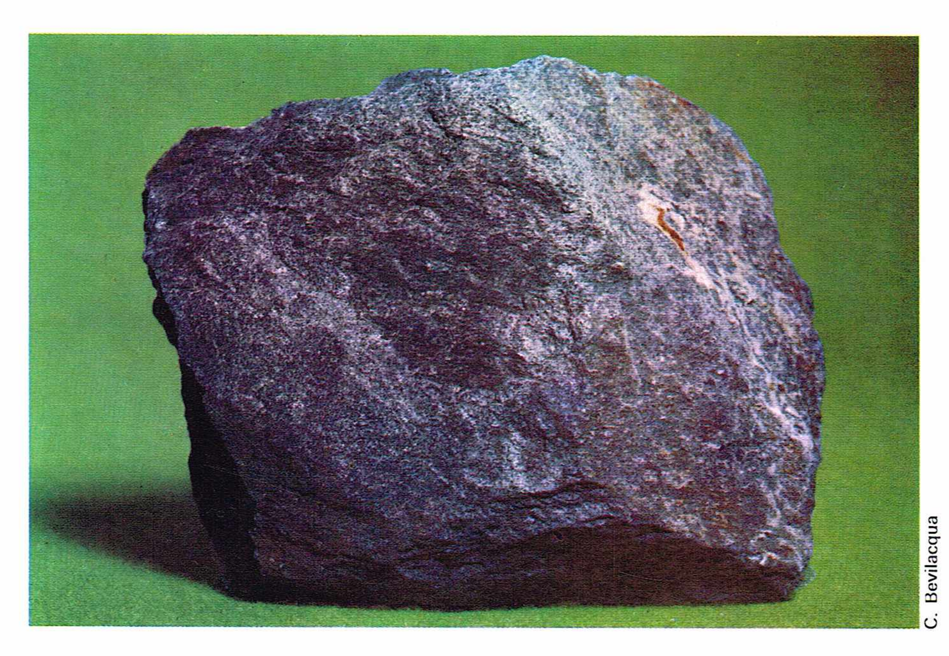
Les orthogneiss forment en grande partie les massifs cristallins des Alpes (Mont-Blanc, Argentera, Pelvoux, Dora Maira, etc.). Les paragneiss, associés à des micaschistes et à d'autres roches du métamorphisme régional, forment la majeure partie des massifs anciens français (Massif central, Vendée, Bretagne, etc.). S'il existe dans un gneiss un minéral accessoire abondant, son nom sert à caractériser la roche : gneiss à cordiérite, à sillimanite, etc. Les *kinzigites* sont des paragneiss à grenat, biotite et sillimanite. On en connaît dans les Alpes italiennes, où elles affleurent en deux bandes allongées, la première située entre Aoste et le Cervin, la deuxième le long de la zone chloritico-kinzigitique entre Biella et l'extrémité septentrionale du lac de Côme. Les *leptynites* sont des gneiss à grain fin, de couleur claire, très peu micacés.

Les *gneiss œillés* sont des gneiss où s'observent de grands cristaux ou agrégats polycristallins de feldspath (associé parfois à du quartz), de forme lenticulaire et qui se détachent sur un fond plus fin. Ils peuvent se former par croissance de cristalloblastes durant le métamorphisme ; mais, plus souvent, ils se forment à partir des phénocristaux de feldspath d'une ancienne roche porphyrique, qui subissent un aplatissement et un étirement parallèlement à la schistosité, avec un phénomène de granulation suivi de recristallisation.

Les **amphibolites** sont des roches du métamorphisme régional, de couleur vert sombre, composées essentiellement d'amphibole hornblende et de plagioclase calcique. Elles sont produites par le métamorphisme de diverses roches : roches ignées et pyroclastiques basiques (gabbros, basaltes, etc.) ou roches sédimentaires (grauwackes, argiles calcaires, etc.).

La distinction entre ortho-amphibolites et para-amphibolites est généralement très difficile à établir. Elle est basée sur le mode de gisement et l'association avec d'autres roches métamorphiques ainsi que sur la composition chimique. Les ortho-amphibolites sont des roches très communes, en massifs d'extension et d'épaisseur relativement importantes et de composition souvent uniforme, alors que les para-amphibolites sont souvent intercalées dans d'autres paraschistes et ont une composition variable d'un point à l'autre. Les amphibolites présentent une texture schisteuse qui n'est pas toujours bien marquée du fait que les minéraux micacés y sont rares. Mais les prismes de hornblende sont généralement allongés suivant une direction privilégiée dans des plans subparallèles et déterminent une texture linéaire. On rencontre souvent également des amphibolites foliées, où des niveaux sombres essentiellement amphiboliques alternent avec des niveaux plagioclasiques de couleur claire *(amphibolites gneissiques)*. Les amphibolites peuvent contenir des minéraux accessoires en quantité variable. Les plus fréquents sont le grenat almandin et l'épidote. On rencontre des amphibolites dans les Alpes, où elles sont associées à des prasinites et des serpentinites, et dans le Massif central, où elles sont associées à des micaschistes et des gneiss. Si une roche est composée essentiellement d'une autre amphibole que la hornblende, on la désigne du nom de cette amphibole : *actinolitite, glaucophanite*, etc.

Les **éclogites** sont des roches de composition basique essentiellement constituées de pyroxène sodique (omphacite) et de grenat (pyrope), accompagnés parfois de petites quantités de disthène, de pyroxène orthorhombique ou de quartz. Ce sont des roches vert sombre, à structure granoblastique, très denses. Chimiquement équivalentes des gabbros à olivine, elles se forment dans des conditions de métamorphisme très élevées ; elles se trouvent cependant souvent associées à des roches formées dans des conditions de métamorphisme moins élevées, constituées par des minéraux stables à des températures et des pressions relativement plus basses, par



C. Bevilacqua

▲ ***Un échantillon d'amphibolite, roche du métamorphisme régional composée essentiellement d'amphibole hornblende et de plagioclase calcique.***

▼ ***Un échantillon d'éclogite, roche du métamorphisme régional composée essentiellement de pyroxène (vert) et de grenat (rouge).***



C. Bevilacqua

exemple, sous forme de lentilles ou de bandes dans des amphibolites ou des schistes à glaucophane, par suite de phénomènes de dislocation tectonique. Les minéraux des éclogites sont souvent partiellement détruits ; dans ce cas, on observe des couronnes de réaction autour du grenat, au contact avec le pyroxène, constituées d'un agrégat de hornblende et de plagioclase. De plus, on peut rencontrer des éclogites sous forme de blocs (xénolithes) dans les péridotites provenant de magma d'origine profonde. En France, on trouve des éclogites dans le Massif central, le Massif armoricain et en Vendée.

Les **granulites** sont une variété de gneiss à grain moyen, pauvres en micas et à fissilité très fruste. En plus du quartz, du feldspath potassique et du plagioclase calcique qui sont les principaux minéraux de ces roches, elles comprennent du grenat et parfois du pyroxène (hypersthène, diopside). La structure des granulites est granoblastique ; cependant, le quartz et le feldspath se présentent souvent en grains fortement aplatis suivant les plans de schistosité ; leur foliation est plus ou moins bien développée, le quartz se présentant en petits lits lentiformes. Ces roches sont relativement rares et se forment dans des conditions de température et de pression très élevées. En Europe, on connaît des granulites typiques en Saxe et en Scandinavie.

Les **quartzites** sont des roches métamorphiques composées exclusivement ou en grande partie de quartz et produites par le métamorphisme régional (ou thermique) de roches sédimentaires siliceuses comme les grès quartziques, les silex, etc. De couleur blanche ou verdâtre, les quartzites sont constitués d'une mosaïque de cristaux de quartz, parfois accompagnée d'autres minéraux en quantités mineures, formés par réactions métamorphiques entre les minéraux accessoires de la roche siliceuse originelle (micas, chlorite, épidote, etc.). Les quartzites produits par le métamorphisme régional, à la différence de ceux d'origine purement thermique et des grès quartzites sédimentaires, possèdent généralement une texture schisteuse ; celle-ci est conférée à la roche par la forme aplatie des cristaux de quartz et accentuée par l'orientation parallèle des paillettes de mica éventuellement présentes et concentrées dans certains niveaux, reliques de la stratification. Le degré de métamorphisme des quartzites peut être révélé seulement par le grain de la roche, qui tend à devenir plus grossier s'il était fin à l'origine, et par la nature des minéraux accessoires éventuellement présents. De nombreux quartzites contiennent des minéraux lourds, provenant des grès originels, et qui sont stables dans un ample intervalle de température (zircon, tourmaline, etc.). Les quartzites formés par le métamorphisme régional de grès sont fréquents dans les Alpes internes, dans les niveaux stratigraphiques appartenant au Trias inférieur.

Les **marbres** se forment par métamorphisme régional de roches calcaires, pures ou à impuretés siliceuses ou argileuses. Ils sont souvent identiques par leur aspect aux marbres formés par métamorphisme thermique. Mais à la structure granoblastique, due à la recristallisation de la calcite, est généralement associée une texture schisteuse, produite par les pressions orientées et caractérisée par la forme aplatie des cristaux de calcite, de manière analogue à ce qui se produit dans certains quartzites. Les *cipolins* sont des marbres dont la couleur verdâtre est due à la présence de micas. Par recristallisation, les impuretés originelles des roches calcaires (minéraux argileux, feldspaths détritiques) se transforment en micas, chlorite, albite, et autres minéraux silicatés (épidote, diopside, etc.). Les minéraux accessoires des marbres sont parfois dispersés de manière uniforme dans la roche, mais le plus souvent ils se concentrent en bandes de couleur obscure, planes ou replissées. Ces bandes correspondent généralement à la stratification originelle des roches calcaires, c'est-à-dire à des strates de calcaires impurs intercalées dans les strates de calcaires purs.

Le métamorphisme régional de dolomies produit des *marbres dolomitiques* à structure granoblastique analogue à celle des marbres, mais présentant parfois des formes cristallines bien développées et des idioblastes isolés de dolomite. Si la roche originelle contenait en outre de la silice, il se forme par réactions métamorphiques avec la dolomite des minéraux magnésifères tels que la trémolite, le diopside ou l'olivine (forstérite).

Les **serpentinites** sont constituées presque uniquement de minéraux du groupe des serpentines, avec quelques cristaux reliques de pyroxène ou d'olivine. Ce sont des roches vert sombre à noires, à texture schisteuse mal marquée, produites par l'autométasomatisme de péridotites.

Les **migmatites** sont des roches hybrides, composées de deux termes pétrographiques, en général bien distincts macroscopiquement mais étroitement interpénétrés : il s'agit d'une roche métamorphique à texture schisteuse plus ou moins prononcée et d'une roche magmatique à structure granulaire, parfois pegmatitique, et à composition granitique. Différents noms sont donnés à ces roches d'après la manière selon laquelle les deux types pétrographiques sont associés, mais non d'après leurs compositions chimique et minéralogique globales, qui peuvent être très variables. L'origine de ces roches fait l'objet de nombreuses hypothèses.

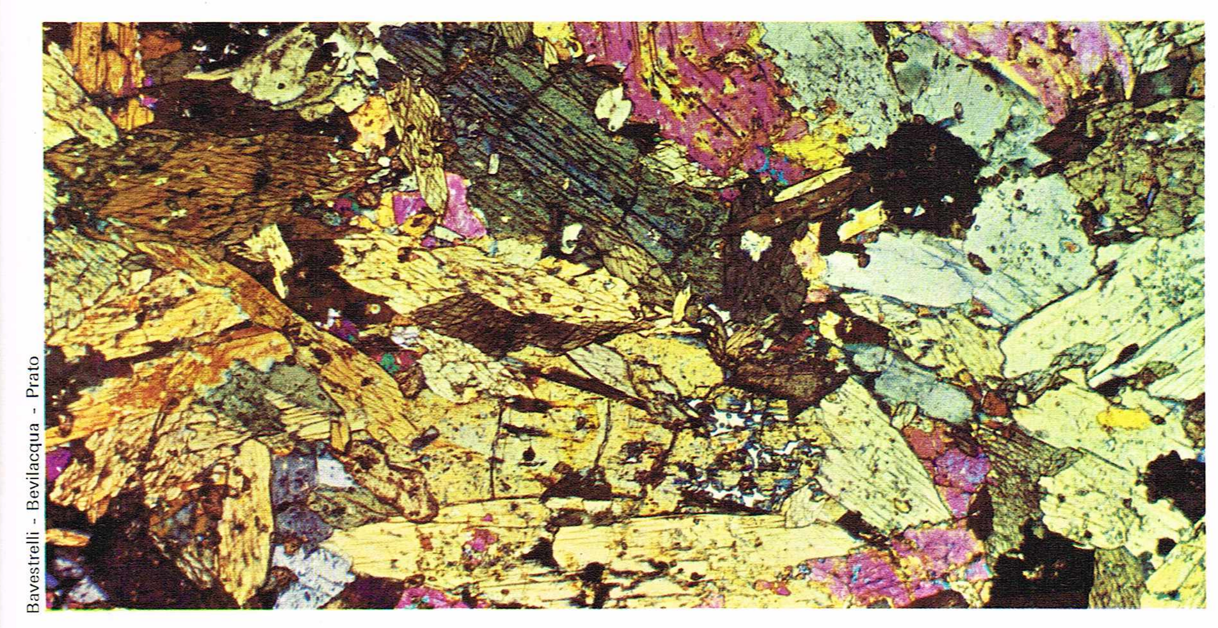
C. Bevilacqua

▲ ***Un échantillon de* quartzite micacé *montrant une surface de schistosité recouverte de mica blanc.***

▼ ***Section polie de* migmatite, *roche hybride composée de lits de matériel métamorphique et de lits de matériel granitoïde. Des filonnets granitiques recoupent la roche.***

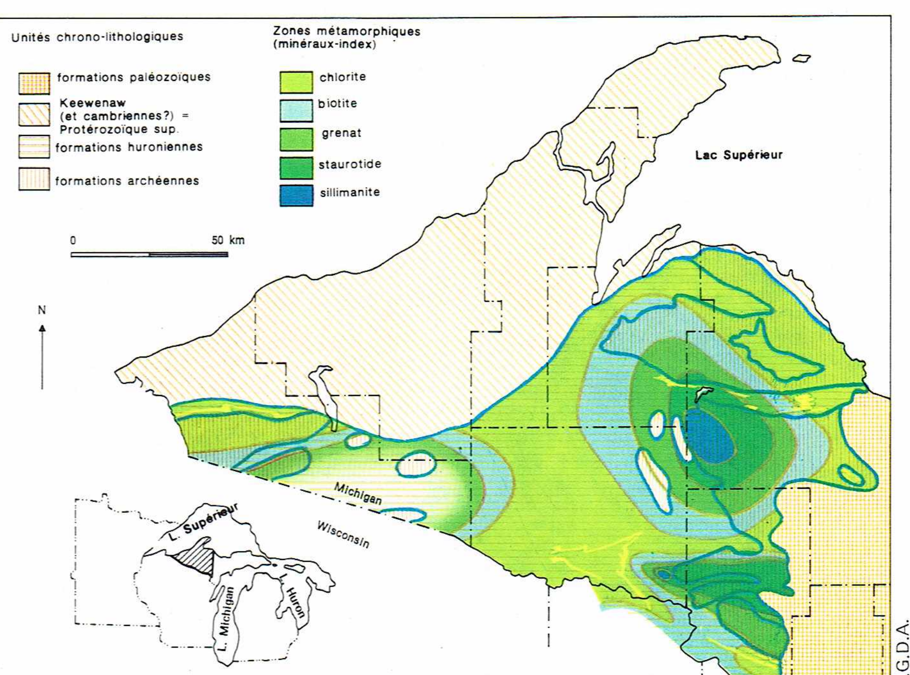


C. Dani



Bavestrelli - Bevilacqua - Prato

◀ *Lame mince d'amphibolite observée en nicols croisés.*



I.G.D.A.

▲ *Distribution des faciès métamorphiques dans les formations précambriennes du lac Supérieur (États-Unis) : les lignes bleues indiquent les limites entre les unités chrono-lithologiques; les hachures rouge-orangé indiquent les affleurements des dépôts sédimentaires ferrifères précambriens; les lignes rouge sombre délimitent les zones métamorphiques.*

Classification des roches métamorphiques

C'est en 1795 que J. Hutton décrivit pour la première fois les changements qui peuvent se produire dans une roche sous l'influence de la chaleur et de la profondeur. Il décrivit les phénomènes métamorphiques sans toutefois employer ce terme, qui fut créé par Ch. Lyell en 1833. C'est seulement dans la seconde moitié du XIXe siècle que fut observée pour la première fois une transition progressive entre des sédiments fossilifères et des roches métamorphiques formées à partir de ces sédiments et que fut introduit le terme de métamorphisme régional ou général pour désigner les phénomènes de transformation des roches à grande échelle.

Zones de métamorphisme

En 1893, en Écosse, G. Barrow mit en évidence, pour la première fois, différentes *zones de métamorphisme* correspondant à des intensités différentes de métamorphisme. Dans la région qu'il étudia existent des gneiss à biotite et à muscovite, qu'il attribua à la transformation d'un ancien granite; les autres roches métamorphiques ont toutes une composition pélitique. En se fondant sur leur composition minéralogique, Barrow détermina et reporta sur une carte géologique les limites de différentes zones successives, définies chacune par un *minéral caractéristique,* ou *minéral-index.* Il montra que les variations minéralogiques observées dans les différentes zones ne sont pas dues à des variations originelles des roches; en effet, celles-ci ont toutes à peu près la même composition chimique; de plus, on peut observer un niveau repère de quartzites qui traverse les différentes zones et qui contient successivement les différents minéraux-index caractéristiques des zones successives. Ces minéraux sont donc produits par des intensités différentes du métamorphisme; chaque minéral-index indique le *degré de métamorphisme* des roches qui le contiennent, ces roches étant exposées à la surface terrestre par suite de phénomènes de dislocation et d'érosion postérieurs à leur formation.

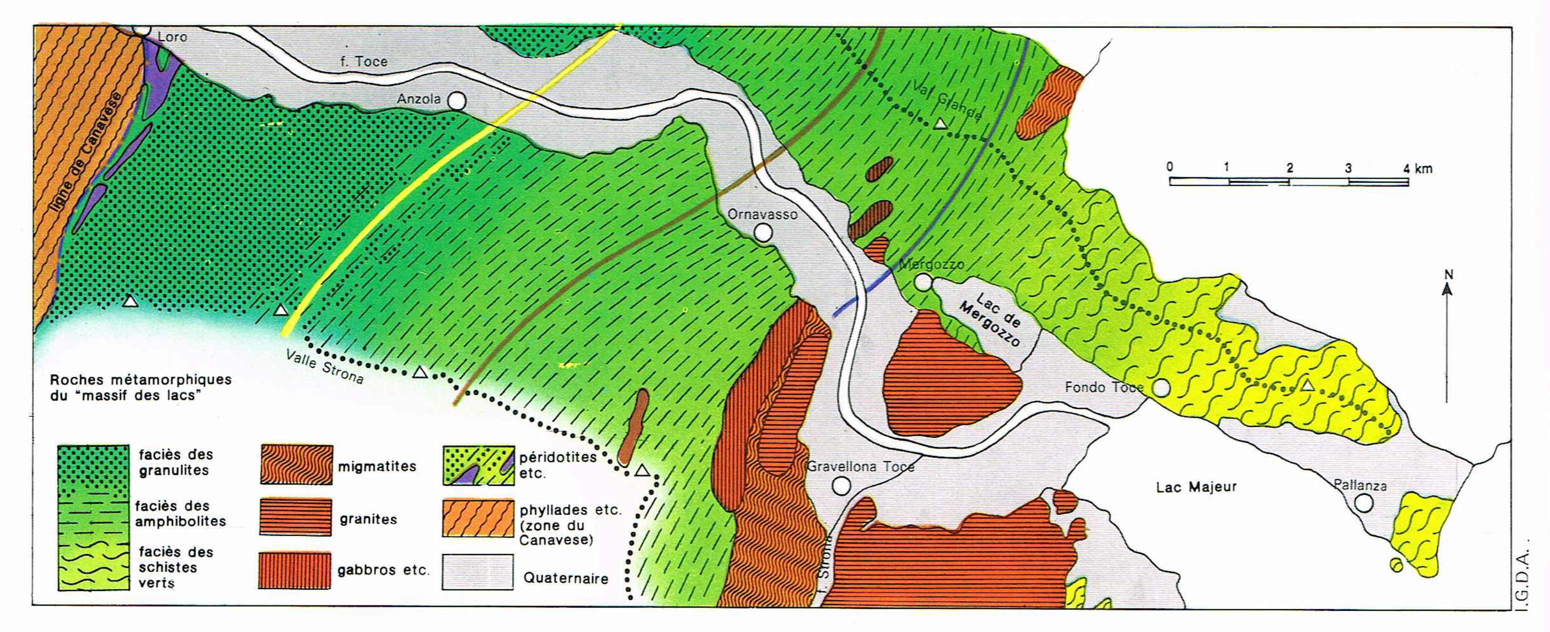
Barrow établit ainsi la *première échelle relative des degrés du métamorphisme,* en distinguant six zones successives, qui sont, en partant du degré de métamorphisme le plus faible : les zones à chlorite, à biotite, à grenat, à staurotide, à disthène, et à sillimanite. Entre deux zones contiguës, il existe une limite caractérisée par l'apparition ou la disparition d'un minéral-index. Cette limite est appelée *isograde* ou *surface d'isométamorphisme;* son intersection avec la surface terrestre peut être cartographiée. En général, il s'agit d'une zone de transition plus ou moins large correspondant au domaine où a lieu une réaction chimique, pour certaines valeurs de températures et de pressions, avec transformation d'une association minérale en une autre.

Toutefois, cette zonéographie n'est valable que dans la région étudiée par Barrow et pour des roches de composition pélitique. Du fait de la diversité des conditions de température, de pression lithostatique, de pression fluide et de pressions orientées à l'intérieur de la croûte terrestre, qui provoque une très grande diversité d'associations minérales et de structures des roches métamorphiques, elle ne peut pas se généraliser à d'autres régions.

En 1904, H. Grübenmann classifia, à partir de zonéographies établies en différentes régions, les roches du métamorphisme régional en trois zones, définies par rapport à la profondeur.

L'*épizone,* ou zone supérieure, est caractérisée par des températures et des pressions lithostatiques basses et de fortes pressions orientées. Sont caractéristiques de cette zone : les minéraux phylliteux hydratés, comme la séricite, la chlorite, le talc, et d'autres minéraux, comme l'albite, l'épidote, etc. Les roches de l'épizone sont les phyllades, les séricitoschistes, les chloritoschistes, les talcschistes, les serpentinites et les schistes à glaucophane.

La *mésozone,* ou zone intermédiaire, est caractérisée par des températures plus fortes que celles de l'épizone. Les minéraux-index sont la biotite, la hornblende, la



▲ ***Carte de la distribution des faciès métamorphiques dans les roches de la « série des lacs » dans la basse vallée d'Ossola. Le métamorphisme régional d'intensité croissante est indiqué par des nuances de vert de plus en plus sombres. La ligne bleu-violet est l'isograde de la sillimanite; la ligne marron est l'isograde de l'association sillimanite-feldspath potassique; la ligne jaune est l'isograde du pyroxène orthorhombique (d'après Peyronel, Pagliani et Boriani).***

staurotide, l'oligoclase, le disthène, le grenat almandin, etc. Il se forme des roches à grain cristallin plus grossier que dans l'épizone, par exemple, des micaschistes et certains gneiss.

Dans la *catazone,* ou zone inférieure, la température est encore plus élevée, la pression lithostatique forte et les pressions orientées négligeables. Les minéraux typiques de cette zone sont le feldspath potassique, la sillimanite, le plagioclase basique, les pyroxènes monocliniques et orthorhombiques, le grenat, la cordiérite, l'olivine, etc. Les roches de la catazone sont les gneiss, les granulites, les éclogites, certaines amphibolites et les roches à jadéite.

Cette classification, établie en fonction de la profondeur, ne tient pas assez compte de l'indépendance relative des différents facteurs provoquant le métamorphisme. De plus, elle est très imprécise. Cependant, on continue à l'utiliser car elle est d'usage pratique sur le terrain, quand on ne peut reconnaître les roches que d'après leur aspect macroscopique et leurs minéraux visibles à l'œil nu.

Faciès métamorphiques

La classification actuellement en vigueur est la *classification en faciès métamorphiques,* formulée en 1914 par le pétrographe finlandais P. Eskola : chaque faciès métamorphique comprend toutes les roches métamorphiques d'origine et de compositions chimique et minéralogique très diverses mais formées dans le même intervalle de températures et de pressions.

Paragenèse minérale

La classification des roches métamorphiques en faciès correspond à ce que l'on observe dans la nature. En effet, on constate souvent, plus particulièrement pour les paraschistes et les paragneiss, formés par métamorphisme de roches sédimentaires où les strates ont des compositions souvent différentes, la juxtaposition de roches métamorphiques de natures variées (marbres, quartzites, amphibolites, gneiss, etc.), mais qui se sont formées dans les mêmes conditions et appartiennent donc au même faciès.

D'autre part, l'étude pétrologique des roches métamorphiques a permis de conclure que l'association minérale, ou *paragenèse minérale,* stable dans un intervalle déterminé de températures et de pressions, dépend plus de la composition chimique de la roche que de sa composition minéralogique initiale. Par exemple, des roches de compositions minéralogiques complètement différentes, comme les gabbros et les argiles calcaires, mais très semblables par leur composition chimique, peuvent se transformer en roches métamorphiques identiques si elles sont soumises à des conditions analogues de températures et de pressions.

Règle des phases

La classification en faciès métamorphiques est basée sur la *règle des phases,* loi thermodynamique qui indique le nombre de phases, c'est-à-dire de minéraux et de substances fluides physiquement séparables, produites par une réaction chimique entre plusieurs éléments dans des conditions externes variables. La règle des phases est exprimée par la formule simple :

$$v = n - f + 2,$$

où n est le nombre de constituants indépendants entrant en réaction entre eux, f le nombre de phases indépendantes produites par la réaction, et v la variance du système, c'est-à-dire le nombre de conditions physiques (pressions et température) qui peuvent varier sans que les produits de la réaction changent.

La règle des phases permet donc de connaître combien de minéraux différents se formeront lors d'une réaction métamorphique, à condition que soient déterminés la variance du système et le nombre de constituants indépendants, c'est-à-dire de substances entrant dans la réaction.

La variance des réactions métamorphiques est au moins égale à 2 puisque les associations minérales normales sont stables dans un certain intervalle aussi bien de températures que de pressions, et non pour des valeurs strictement déterminées de ces deux variables. Mais la variance peut également être supérieure à 2, puisque la stabilité des produits de nombreuses réactions métamorphiques dépend de différents types de pression : lithostatique, orientée, pression de la phase fluide. Dans ces conditions, le nombre f des minéraux produits au cours des réactions métamorphiques est généralement égal ou inférieur au nombre n de constituants indépendants des réactions.

Les principaux éléments chimiques présents dans les roches et pouvant participer aux réactions métamorphiques peuvent être déterminés sous forme d'oxydes, par des analyses chimiques. Ils sont au nombre d'environ une dizaine. Cependant de nombreuses roches métamorphiques, même si elles se sont formées à partir de roches de composition minéralogique plus complexe, sont constituées par l'association de trois ou quatre minéraux seulement. Par conséquent, tous les éléments chimiques présents dans les roches ne jouent pas le rôle de constituants indépendants au cours des réactions métamorphiques. Cela est dû au fait que certains éléments isomorphes peuvent se substituer l'un à l'autre dans les réseaux cristallins des minéraux et ont un comportement géochimique analogue.

Si l'on passe rapidement en revue les principaux éléments chimiques présents dans les roches (en les considérant sous forme d'oxydes), on constate que la *silice,* la substance la plus abondante, se combine avec les autres oxydes pour construire le réseau cristallin de tous les minéraux silicatés; puis, si elle est présente en quantité supérieure à celle qui est nécessaire à la formation des silicates les plus riches en silice, la silice en excès cristallise sous forme de quartz. Dans les roches métamorphiques, les minéraux nettement sous-saturés

en silice, comme les feldspathoïdes, sont très rares; l'olivine est aussi très peu fréquente. La silice y est très souvent en excès sous forme de quartz.

L'*alumine* peut former à elle seule un minéral, le corindon, ou se combiner avec la silice pour former les silicates d'alumine (andalousite, disthène, sillimanite) ou encore avec d'autres oxydes pour former une grande variété de minéraux silicatés alumininifères. Elle a donc une grande importance dans la détermination de la composition minéralogique d'une roche.

Le *fer trivalent* (ferrique) peut se substituer à l'aluminium dans le réseau de nombreux minéraux à cause de la similitude du rayon ionique de ces deux ions. Son comportement lors des réactions métamorphiques est en partie semblable à celui de l'aluminium.

Le *fer bivalent* (ferreux) a un rayon ionique plus grand que le fer trivalent et se combine avec l'alumine et la silice pour former différents minéraux basiques. Le *magnésium* se substitue fréquemment au fer bivalent dans le réseau cristallin de nombreux minéraux, ainsi que le *manganèse,* constituant important de certains grenats.

Le *calcium* peut se combiner (sous forme d'oxyde) avec le gaz carbonique pour former la calcite, ou avec la silice (wollastonite), ou encore avec d'autres oxydes dans le réseau de plusieurs minéraux (pyroxènes, amphiboles, épidotes, etc.). De plus, il entre dans la composition des plagioclases, dans le terme anorthitique de cette importante série isomorphe. Le pourcentage de calcium qui va former de la calcite dépend surtout, pour chaque intervalle de température, de la pression du gaz carbonique intercristallin. Le calcium peut donc aussi former différents minéraux, suivant la composition chimique globale de la roche et les conditions de métamorphisme.

Le *sodium* entre surtout dans la composition des plagioclases, dans le terme albitique de la série; il peut se substituer au potassium dans certains micas. Des quantités significatives de sodium peuvent entrer dans le réseau des amphiboles, des pyroxènes et d'autres minéraux.

Le *potassium* est un constituant fondamental de la muscovite, de la biotite et des feldspaths potassiques. A hautes températures, il entre parfois dans le réseau cristallin de la hornblende.

Le *phosphore* entre dans le réseau de l'apatite.

L'*eau* est un constituant des minéraux hydratés (comme les zéolites) formés à basse température; elle est présente sous forme d'oxhydryles dans les minéraux stables à des températures intermédiaires comme les épidotes, les micas, les amphiboles; elle est absente du réseau des minéraux stables à des températures élevées.

De ces observations, il résulte que les éléments chimiques les plus importants dans la détermination de la composition minéralogique des roches métamorphiques, par combinaison entre eux ou avec la silice, sont l'*aluminium*, substitué par le fer trivalent, le *calcium*, et le *magnésium*, associé au fer bivalent.

La composition chimique d'une roche peut donc être exprimée, en ce qui concerne les principales réactions métamorphiques possibles, avec les seuls pourcentages de ces trois éléments ou groupes d'éléments, ou mieux de leurs oxydes, ce qui suppose que la silice est présente en quantité suffisante pour se combiner à eux pour former des silicates et des aluminosilicates (présence de silice en excès dans les roches sous forme de quartz). Cela explique pourquoi les roches métamorphiques ne sont, le plus souvent, formées que de deux ou trois minéraux.

On distingue généralement, parmi les roches, six grands groupes de compositions chimiques différentes :

— les *roches argileuses*, riches en alumine;

— les *roches quartzo-feldspathiques,* c'est-à-dire les roches granitoïdes, les roches effusives correspondantes et certains grès (arkoses);

— les *roches calcaires et dolomitiques;*

— les *roches ignées basiques* et *intermédiaires,* leurs tufs, et certains grès (grauwackes) de composition chimique analogue;

— les *roches ultrabasiques,* riches en magnésium;

— enfin, les *roches ferrifères,* d'origine sédimentaire (cas particulier peu fréquent).

Chaque faciès métamorphique comprend des roches appartenant à ces différents groupes de compositions chimiques différentes. A partir de nombreuses observations réalisées sur des roches métamorphiques de différentes compositions chimiques, fréquemment associées entre elles et qui se sont donc formées dans les mêmes conditions physico-chimiques, on a pu définir pour chaque faciès métamorphique un certain nombre de minéraux caractéristiques, reconnaissables au microscope. Parmi les minéraux caractéristiques de chaque faciès métamorphique, on peut distinguer les *minéraux critiques,* qui ne se rencontrent que dans un faciès donné, et les *minéraux typiques,* qui sont stables dans ce faciès mais peuvent également exister dans d'autres faciès.

Cependant, la présence effective dans une roche métamorphique des minéraux critiques du faciès dans lequel elle a été métamorphisée, stables dans les conditions de températures et de pressions de ce faciès, est conditionnée par la composition chimique globale de la roche, laquelle ne change pas au cours du métamorphisme (exception faite des phénomènes de métasomatisme). Aussi certains minéraux critiques d'un faciès peuvent-ils manquer dans une roche appartenant à ce faciès si les éléments chimiques qui les composent étaient absents dans la roche originelle ou s'ils étaient présents dans des proportions très différentes de celles qui sont nécessaires à la formation de ces minéraux. C'est un cas fréquent dans les marbres et les quartzites, difficiles à placer dans un faciès déterminé par suite de l'absence de minéraux-index.

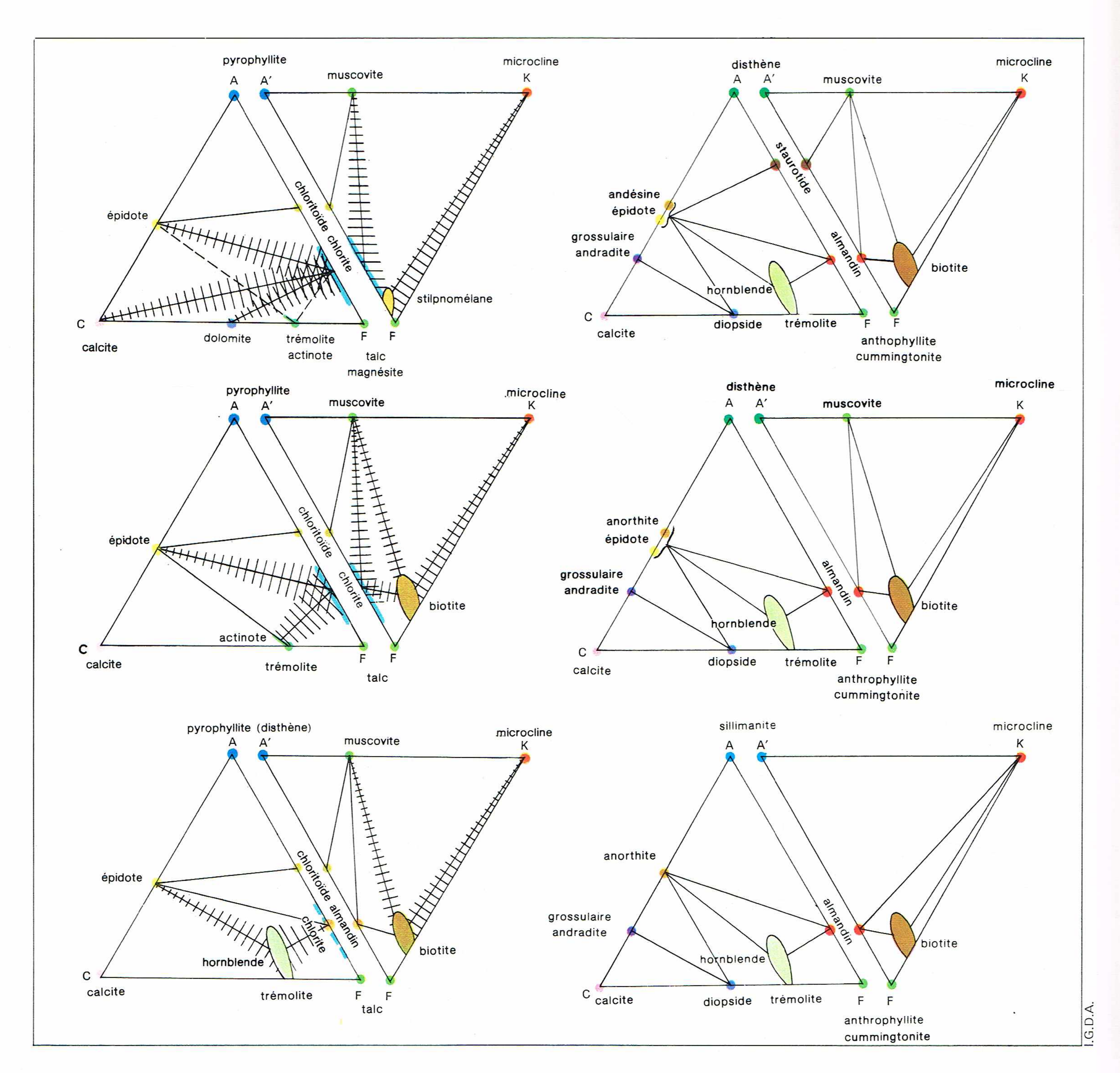
Dans la détermination des minéraux caractéristiques d'une roche métamorphique, on ne tient pas compte des *minéraux reliques;* mais ces minéraux fournissent parfois des indications utiles sur l'état de la roche avant le métamorphisme.

La paragenèse d'une roche métamorphique est donc déterminée par sa composition chimique globale et par les conditions de températures et de pressions les plus élevées auxquelles la roche a été soumise lors du métamorphisme. De nombreuses expériences de laboratoire ont été réalisées dans le but de déterminer les conditions de cristallisation des minéraux caractéristiques des différents faciès métamorphiques, et par conséquent les conditions physico-chimiques correspondant à l'apparition de chaque faciès. On synthétise les minéraux caractéristiques des différents faciès en partant de mélanges de composition chimique connue et en faisant varier les conditions de températures et de pressions; ou bien on étudie les conditions d'équilibre de certaines associations minérales. Par exemple, on a étudié en laboratoire les conditions d'équilibre des trois silicates d'alumine : l'andalousite, la sillimanite et le disthène, et de la transformation de l'albite en jadéite et en quartz, etc.

On a ainsi défini les limites de stabilité des différents minéraux ou associations minérales, en fonction de la composition chimique globale de la roche, de la température, de la pression lithostatique et de la pression des différentes phases fluides présentes lors des réactions métamorphiques, et l'on a pu déterminer les conditions de températures et de pressions correspondant à chaque faciès. Toutefois, il faut remarquer que les conditions naturelles sont beaucoup plus complexes que les conditions expérimentales : on ne peut pas toujours évaluer l'influence sur les réactions métamorphiques de facteurs tels que la pression orientée, la présence éventuelle dans la nature de catalyseurs, etc.

Diagramme triangulaire

La composition chimique d'une roche, avec certaines simplifications, peut être représentée sur un *diagramme triangulaire* équilatéral dont les trois sommets représentent respectivement le contenu en alumine et en oxyde de fer trivalent, en oxyde de calcium et en oxydes de magnésium, fer bivalent et manganèse, qui sont les éléments chimiques les plus importants des roches. La composition chimique est indiquée par un point dont la distance aux trois sommets, mesurée le long des perpendiculaires aux trois côtés opposés, est inversement proportionnelle aux pourcentages de ces trois groupes d'oxydes dans la roche. C'est le *diagramme ACF* (Aluminium, Calcium, Fer). Par exemple, un calcaire pur, dépourvu de minéraux contenant de la silice, de l'alumine ou d'autres oxydes, est représenté par un point situé au sommet C.

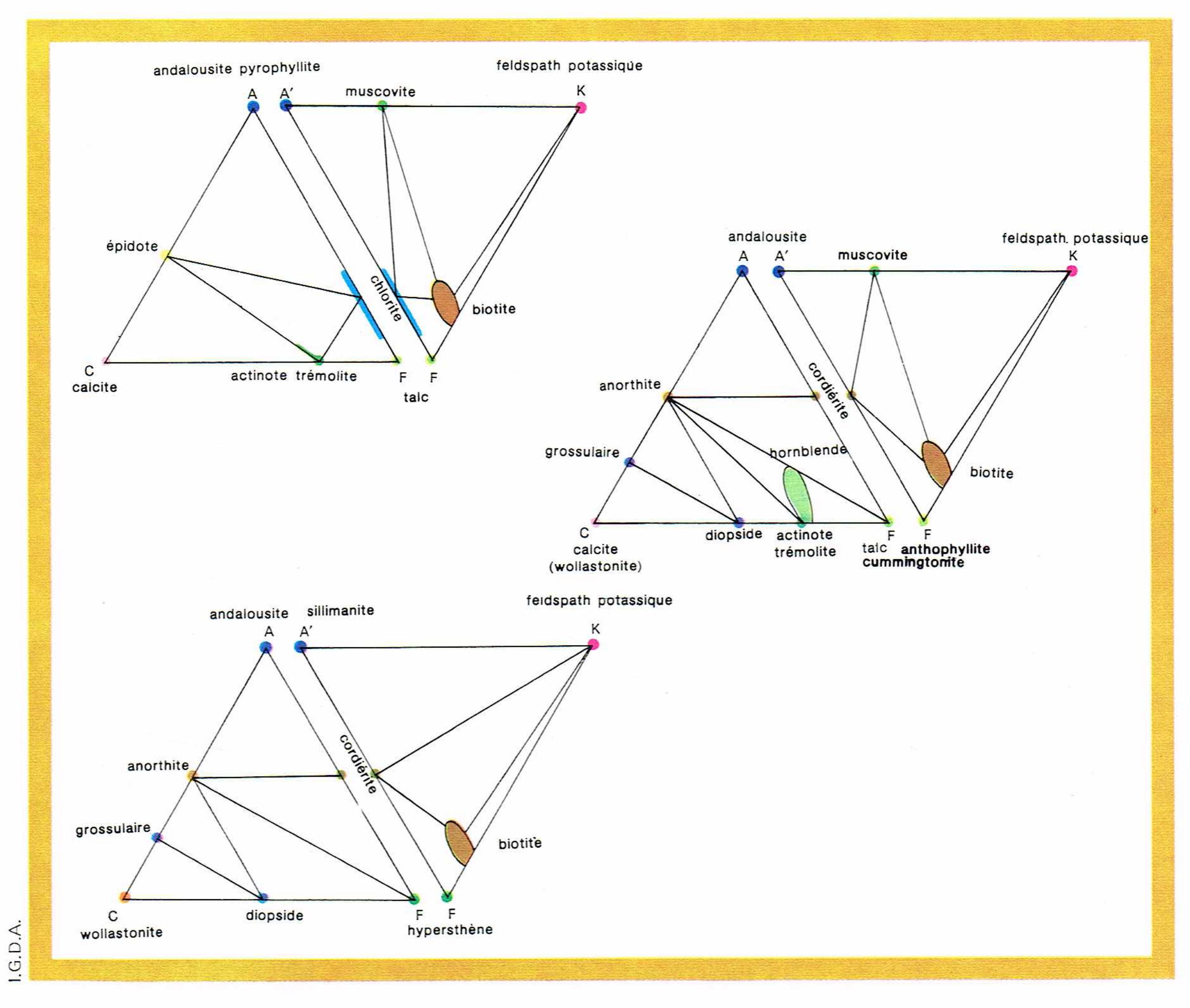


▲ *Diagrammes triangulaires de six subfaciès du métamorphisme régional : à gauche, le* faciès des schistes verts *avec, de haut en bas, les subfaciès à quartz-albite-muscovite-chlorite, à quartz-albite-épidote-biotite, et à quartz-épidote-almandin; à droite, le* faciès des amphibolites *avec, de haut en bas, les subfaciès à staurotide-almandin, à disthène-almandin-muscovite et à sillimanite-almandin-orthose (d'après Winkler).*

Sur le diagramme ACF, on peut également indiquer les minéraux, suivant leur composition chimique simplifiée, en calculant les pourcentages des trois groupes d'oxydes pour chaque minéral. Cependant, pour représenter graphiquement les minéraux qui contiennent une quantité importante de potassium (feldspath potassique, biotite, muscovite, etc.), il est nécessaire d'employer un autre diagramme triangulaire, le *diagramme A'KF,* dans lequel la potasse occupe le troisième sommet, à la place de l'oxyde de calcium. En outre, la composition de certains minéraux, comme les micas, les amphiboles, les chlorites, etc., ne peut pas être représentée par un simple point mais par un segment de droite ou une portion de surface, en raison de la variabilité importante de leur composition chimique.

Pour certaines roches ayant une composition chimique particulière, il n'est pas possible d'utiliser les diagrammes ACF-A'KF, en particulier pour les roches à défaut de silice. On a alors recours à d'autres diagrammes : par exemple, pour un calcaire métamorphique à défaut de silice, on peut utiliser un diagramme dont les sommets représentent le contenu en oxyde de calcium, en oxyde de magnésium et en silice. Pour d'autres roches, on est obligé de considérer un quatrième constituant indépendant (le sodium par exemple), et la représentation graphique des différentes compositions chimiques possibles des roches et des minéraux devient très complexe.

Pour chaque faciès métamorphique, à partir des observations pétrographiques complétées par les expériences de synthèse en laboratoire, on a construit des diagrammes ACF et A'KF, sur lesquels on a représenté les minéraux stables dans ce faciès. Chaque diagramme est subdivisé en quelques aires triangulaires plus petites, obtenues en joignant les points qui représentent la composition chimique des minéraux, deux à deux. Si une roche quelconque, dont la composition chimique est représentée par un point qui tombe à l'intérieur d'une



◀ ***Diagrammes triangulaires des trois faciès principaux du métamorphisme de contact : de haut en bas, cornéennes à albite et épidote, cornéennes à hornblende, cornéennes à pyroxène (d'après Winkler).***

de ces aires triangulaires, est soumise à un métamorphisme de type et d'intensité correspondant au faciès déterminé du diagramme, elle se transforme en une roche métamorphique composée des trois minéraux se trouvant aux sommets de l'aire triangulaire, sans compter les minéraux accessoires (apatite, etc.), le quartz et les minéraux reliques instables.

Ainsi, grâce aux diagrammes paragénétiques établis pour les différents faciès, on peut, à partir de la simple détermination au microscope de la paragenèse minérale d'une roche métamorphique, avoir une idée de sa composition chimique et déterminer son faciès, c'est-à-dire les conditions auxquelles elle a été soumise lors du métamorphisme. Il est également possible de prévoir les paragenèses que l'on pourra rencontrer dans des roches de composition chimique différente mais formées dans les mêmes conditions.

Un *faciès* recouvre un champ relativement vaste de pressions et de températures. On peut le subdiviser en un certain nombre de *subfaciès,* correspondant chacun à des conditions plus délimitées de pressions ou de températures. Il arrive qu'à la suite de données expérimentales ou d'observations de terrain détaillées, un subfaciès soit à son tour considéré comme un véritable faciès. La classification en faciès peut donc être modifiée et précisée. Ainsi, lorsque Eskola créa la notion de faciès, il ne distingua tout d'abord que 5, puis 8 faciès. J. Turner (1968) dénombre 11 faciès principaux : 4 pour le métamorphisme de contact et les 7 autres pour le métamorphisme régional. Ces différents faciès sont dénommés d'après les roches ou les minéraux les plus caractéristiques qui s'y rencontrent. Ce sont : les faciès des cornéennes à albite et épidote, des cornéennes à hornblende, des cornéennes à pyroxène, des sanidinites, pour le métamorphisme de contact; pour le métamorphisme régional, ce sont les faciès à zéolites, à prehnite et à pumpellyite, les faciès des schistes verts, des schistes à glaucophane, des amphibolites, des granulites et des éclogites.

Les roches du métamorphisme de contact

Les roches du métamorphisme de contact ont une structure granoblastique et sont privées de schistosité, à moins que cette texture schisteuse n'ait été présente dans les roches avant le métamorphisme et n'ait pas été complètement oblitérée lors de celui-ci. Ces roches sont généralement très dures et à grain fin. En outre, parmi les minéraux qui les composent, les espèces minéralogiques stables seulement dans des conditions de forte pression, lithostatique ou orientée (minéraux stress), sont absentes ou très rares; en effet, les phénomènes du métamorphisme de contact se déroulent essentiellement lors d'une augmentation de température produite par une intrusion magmatique dans les couches superficielles de la croûte terrestre et, le plus souvent, lors des phases tardives des cycles orogéniques, lorsque les poussées tangentielles ont déjà cessé. Le facteur principal de ce type de métamorphisme est donc l'augmentation de température qui provoque un déséquilibre des minéraux des roches.

Les pressions existant lors du métamorphisme de contact sont de deux types : la pression lithostatique due à la charge des formations rocheuses sus-jacentes, et celle de la phase fluide intercristalline. La pression lithostatique, lors du métamorphisme de contact, n'atteint généralement pas des valeurs très élevées; en effet, celui-ci n'a lieu que s'il existe un déséquilibre thermique entre l'intrusion magmatique et les roches encaissantes, par conséquent dans les couches superficielles de la croûte terrestre, à faible profondeur. Les intrusions magmatiques ayant lieu à de grandes profondeurs, lors des phases intermédiaires des cycles orogéniques (granites concordants), amènent le magma au contact de roches qui sont elles-mêmes déjà à des températures très élevées; ces roches sont peu différentes de celles du magma, et par conséquent constituées d'associations minérales à peu près en équilibre avec la température de l'intrusion. Dans ce cas, il n'y a donc pas de phénomène de métamorphisme de contact.

▶ *Auréole métamorphique autour du granite à amphibole de Flamanville (d'après L. Chauris, 1964 et J. Goni, 1966).*

Schistes et calcaires de Néhou

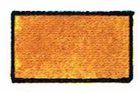
N

SIOUVILLE
Schistes
Schistes et grès de May
DIÉLETTE
Grès armoricain
FLAMANVILLE
TRÉAUVILLE
LES PIEUX
0 1 2 Km
Schistes et grès
SCIOTOT

Richard Colin



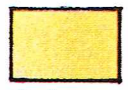
Schistes et calcaires (Dévonien)



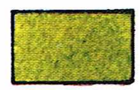
Schistes et grès (Ordovicien supérieur)



Schistes (Ordovicien moyen)



Grès (Ordovicien inférieur)



Schistes et grès (Cambrien)



Granite



auréole de contact

Au contraire, dans le cas des intrusions magmatiques à faibles profondeurs (moins de 10 km), c'est-à-dire à une pression lithostatique ne dépassant pas 3 000 bars, les roches encaissantes sont soumises à une augmentation sensible de température, qui décroît régulièrement en fonction de la distance à l'intrusion. Les réactions métamorphiques sont, de plus, favorisées par la pénétration à travers les roches de fluides magmatiques à pression élevée, constitués principalement par de l'eau. Quand d'autres substances provenant du magma se fixent dans les réseaux cristallins des minéraux formés lors du métamorphisme, ou quand des quantités sensibles de certaines substances originellement présentes dans les roches leur sont soustraites lors du passage des fluides magmatiques, le métamorphisme thermique est accompagné de phénomènes métasomatiques.

Les roches du métamorphisme de contact forment une auréole continue autour des intrusions magmatiques. La largeur des auréoles de contact n'est, le plus souvent, que de quelques centaines de mètres et varie en fonction de différents facteurs. Ces facteurs sont : la composition chimique et lithologique des roches soumises au métamorphisme, la composition chimique du magma et les dimensions de l'intrusion.

Les variations de largeur des auréoles de métamorphisme de contact suivant la texture, la composition chimique et le mode de gisement des roches s'expliquent par les différences de conductivité thermique et de porosité aux fluides magmatiques. Par exemple, les auréoles ont une extension plus grande dans les roches argileuses qui se transforment en cornéennes que dans les calcaires transformés en marbres ou les grès transformés en quartzites.

Pour une même roche intrusive, l'auréole de métamorphisme de contact varie suivant le volume de l'intrusion dont dépend la durée du flux de chaleur traversant les roches encaissantes. Les roches adjacentes à des intrusions magmatiques filoniennes, de faible volume, ne montrent que des signes de fusion et de vitrification partielles, dans une zone très limitée au contact du filon, mais il n'y apparaît pas de minéraux nouveaux, car la dissipation rapide de la chaleur ne permet pas aux réactions métamorphiques de se produire.

Lors du métamorphisme de contact, les températures varient de 300 °C (température minimale aux environs de laquelle la vitesse des réactions métamorphiques devient assez grande pour que ces réactions aient lieu efficacement), à des valeurs comprises entre 600 et 900 °C, immédiatement au contact de la masse magmatique. Les valeurs les plus élevées de température sont atteintes par les roches au contact des intrusions basiques, par suite de la température de fusion plus élevée des magmas gabbroïques par rapport aux magmas granitiques, ce qui se traduit par des associations minéralogiques différentes dans les roches métamorphisées au contact de ces deux types de magmas. Mais les auréoles de contact associées aux intrusions granitiques sont plus larges que celles qui sont associées aux intrusions basiques, lesquelles ne dépassent généralement pas quelques dizaines de mètres. Cela s'explique par le fait que le métamorphisme thermique dépend de manière déterminante de l'apport de substances fluides en provenance du magma, qui facilitent les réactions métamorphiques et sont le principal agent de transmission de la chaleur. Comparés aux magmas granitiques, les magmas basiques sont pauvres en matières volatiles;

aussi l'auréole de contact est-elle moins large autour des intrusions basiques, même si la température de ces intrusions est plus élevée.

L'augmentation de température à laquelle sont soumises les roches est plus forte près du contact intrusif et décroît en fonction de la distance à l'intrusion, ce qui se traduit par des variations progressives de la composition minéralogique, de la texture et de la structure des roches, même dans des formations rocheuses originellement homogènes. A des distances progressivement décroissantes par rapport au corps intrusif, apparaissent soudain dans les roches métamorphiques des minéraux et des associations minérales qui persistent dans une zone plus ou moins large. Cet aspect zoné des auréoles du métamorphisme de contact est déterminé par les différents intervalles de stabilité des associations minérales qui se forment à partir d'une même roche pour une élévation progressive de la température. La nature de la paragenèse minérale en un point de l'auréole dépend de la composition chimique de la roche en ce point et de la température maximale qui a régné en ce point durant le métamorphisme.

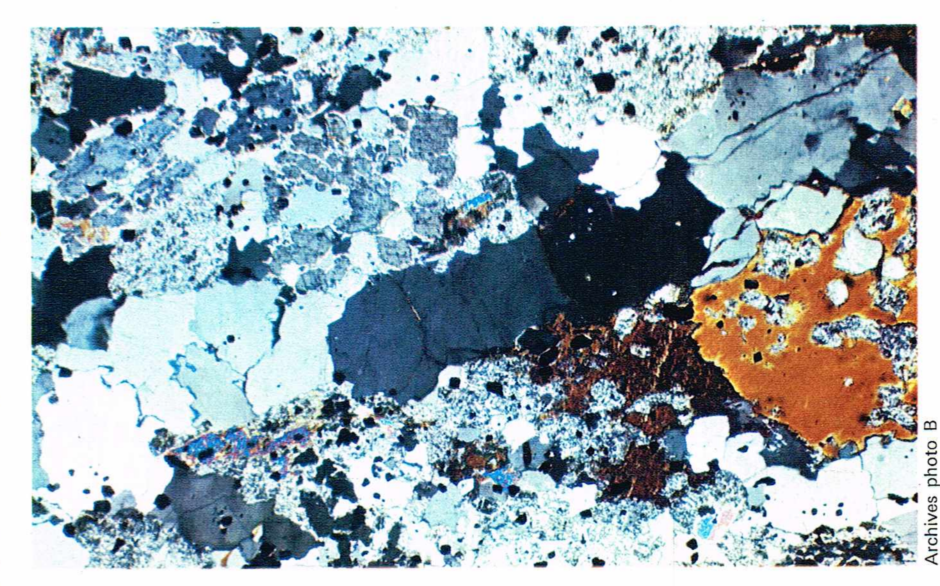
Suivant la classification des roches métamorphiques en faciès, on distingue pour les roches du métamorphisme de contact 4 faciès métamorphiques. Ce sont, énumérés dans l'ordre des températures de formation croissantes : le faciès des cornéennes à albite et épidote (300-500 °C) ; le faciès des cornéennes à hornblende (500-670 °C) ; le faciès des cornéennes à pyroxène (670-775 °C) ; et le faciès des sanidinites (775-900 °C). Chaque faciès comprend toutes les roches de composition chimique et d'origine différentes, mais formées dans les mêmes conditions de métamorphisme.

Faciès des cornéennes à albite et épidote

Ce faciès est typique des zones extérieures des auréoles de contact. Par suite des faibles températures auxquelles elles sont soumises, les roches ne recristallisent pas complètement et conservent de nombreux minéraux reliques, instables, présents dans la roche avant le métamorphisme. Les minéraux néoformés de métamorphisme sont de petites dimensions. Les minéraux néoformés stables dans ce faciès sont la *muscovite*, l'*andalousite*, l'*épidote*, la *calcite*, l'*actinote*, le *talc*, la *biotite*, la *chlorite*, le *quartz* et l'*albite*. Tous ces minéraux n'apparaissent pas simultanément dans les roches de ce faciès, mais en associations qui dépendent de la composition chimique de la roche considérée.

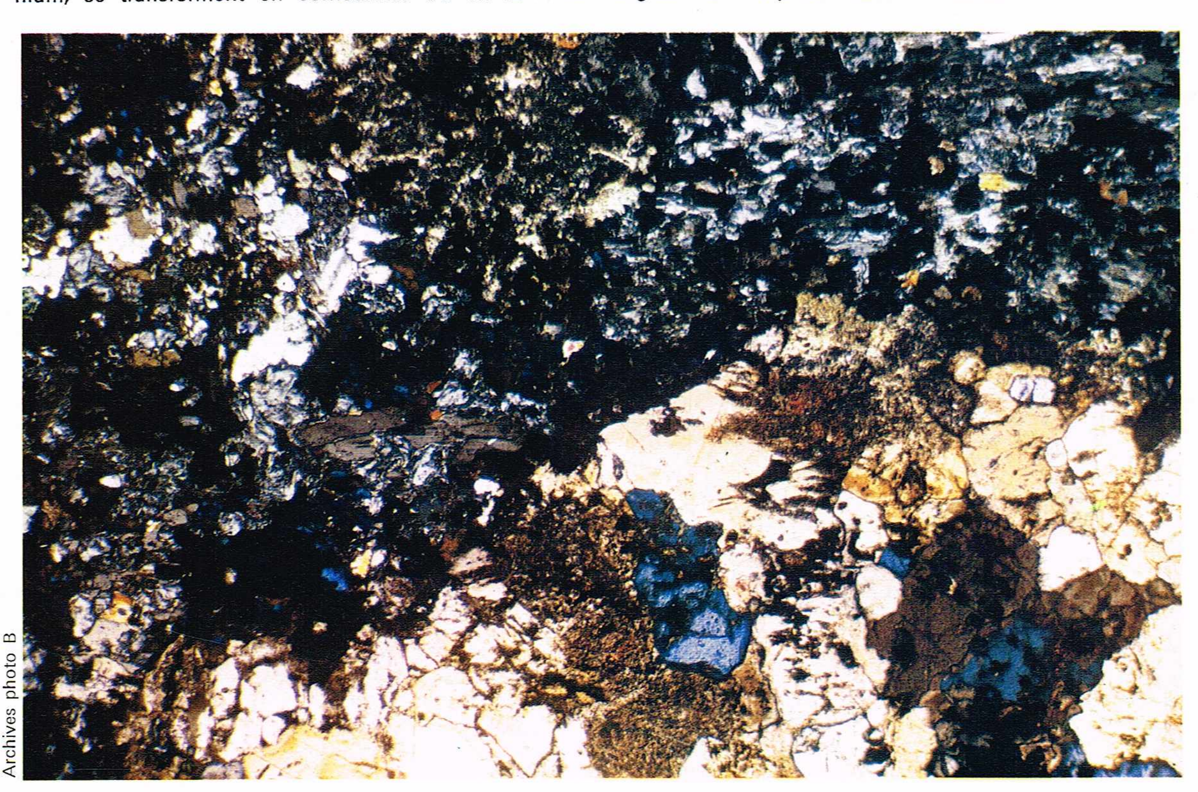
Les roches sédimentaires argileuses, riches en aluminium, se transforment en cornéennes ou en schistes tachetés, à *muscovite* ou *andalousite, chlorite, épidote*. La fissilité des schistes tachetés n'est pas d'origine tectonique, mais d'origine sédimentaire ou elle est due à un métamorphisme régional de faible intensité, antérieur au métamorphisme thermique. La texture tachetée de ces roches, examinée au microscope, apparaît comme produite par différents processus. Il peut s'agir de petites concentrations de substances organiques noires, primitivement dispersées dans toute la roche et transformées en graphite, ou de minéraux néoformés (muscovite ou chlorite) à partir des minéraux argileux de la roche, ou encore d'andalousite formant des plages globuleuses de quelques millimètres, à bords flous, remplies d'inclusions.

Les roches quartzo-feldspathiques sont composées principalement de minéraux stables dans des conditions de température élevée, comme le quartz et les feldspaths. A la température de formation du faciès des cornéennes à albite et épidote, ces minéraux ne réagissent pas entre eux, mais ils peuvent recristalliser. Les autres minéraux éventuellement présents en petite quantité dans ces roches peuvent réagir entre eux et donner naissance aux mêmes minéraux que ceux qui apparaissent dans les argiles métamorphisées dans ce faciès.



Archives photo B

▲ **Une cornéenne à andalousite :** ***les premiers effets du métamorphisme de contact sur la roche apparaissent dans la croissance de porphyroblastes de biotite, à droite, et d'andalousite, au centre, à gauche, avec une tendance à la structure pœciloblastique, c'est-à-dire à englober d'autres minéraux précédemment existants. Le reste de la roche est composé de quartz et de phyllosilicates (lame mince en nicols croisés).***



Archives photo B

◀ ***Lame mince de*** **cornéenne** ***en nicols croisés. En bas, à droite, une plage d'épidote à structure granoblastique ; le reste de la lame est composé d'albite et de chlorite.***

Les roches calcaires se transforment en marbres, composés principalement de calcite. Si les calcaires contenaient originellement du matériel argileux ou siliceux, outre la calcite, il peut apparaître dans les marbres certains minéraux silicatés comme la trémolite ou l'épidote.

Les roches volcaniques basiques subissent moins de transformations que les roches sédimentaires; leurs structures primaires sont conservées. Les plagioclases se transforment en *albite* et en *saussurite*. Les minéraux basiques, stables à haute température, se transforment par métamorphisme rétrograde en *chlorite* et en *actinote*. Le verre recristallise. Seuls les minéraux formés à basse température par altération météorique ou hydrothermale, comme les zéolites qui remplissent les cavités amygdaloïdes de nombreux basaltes et qui se sont formés par cristallisation directe des résidus riches en eau du magma, recristallisent et se transforment en minéraux moins hydratés, tels que les *plagioclases* ou l'*épidote*.



▶ ***Roche du métamorphisme de contact des calcaires : dans un fond de calcite à gros cristaux sont disséminées des plages de chlorite et de serpentine qui se sont substituées aux minéraux basiques de la roche initiale (en particulier à l'olivine) [lame mince en nicols croisés].***

Archives photo B



▼ ***Un calcaire métamorphique : le principal constituant de la roche est la calcite, aux couleurs d'interférence vives et rosées, accompagnée de cristaux plus petits et bleutés d'épidote (lame mince en nicols croisés).***

Archives photo B

Faciès des cornéennes à hornblende

La plupart des roches décrites dans les auréoles de métamorphisme de contact recristallisent dans ce faciès. Elles se forment à des températures plus élevées que celles des roches du faciès précédent et se rencontrent plus près du contact avec la roche intrusive.

Le faciès des cornéennes à hornblende est caractérisé par le développement, dans les roches de composition basique, de l'*amphibole hornblende* et de *plagioclases calciques* à la place de l'albite, de l'épidote et de l'actinote qui se rencontrent dans les roches de même composition chimique du faciès précédent. La chlorite est instable dans ce faciès.

Dans les roches calcaires impures, il apparaît, en plus de la *calcite*, du *diopside* et du *grossulaire*. Dans les roches dolomitiques il se forme du *talc* en lamelles aplaties, et pour des pressions fluides différentes, à température égale, il se forme de la *trémolite*.

Les roches argileuses se transforment en cornéennes à *andalousite* ou à *cordiérite*. La chlorite et la muscovite tendent à disparaître et prennent part à des réactions métamorphiques produisant, suivant la composition chimique de la roche, de la *biotite*, de l'*andalousite* ou de la *cordiérite*. Les cristaux d'andalousite, de forme idioblastique, peuvent contenir des inclusions disposées au centre et le long des directions de croissance moins rapide des cristaux prismatiques (variété chiastolite). La cordiérite a plus rarement une forme idioblastique. Si la roche originelle contenait en abondance des minéraux comportant du fer et du magnésium (chlorite, oxydes de fer), la cordiérite tend à prévaloir sur l'andalousite; il peut se former également d'autres silicates ferrifères, parmi lesquels la hornblende. Si la roche originelle contenait de grandes quantités de fer et d'aluminium et de petites quantités de magnésium et de calcium, il peut se former de la staurotide (dans les mêmes conditions de température).

Faciès des cornéennes à pyroxène

Les roches appartenant à ce faciès se rencontrent dans les zones les plus internes des auréoles de contact et se forment à des températures très élevées. Elles sont complètement recristallisées. La hornblende et la muscovite sont instables à ces températures. Dans les roches argileuses, la muscovite se transforme en feldspath potassique associé à de la *cordiérite* ou à l'*andalousite*. Cette dernière se transforme souvent en *sillimanite*, de composition identique (Al_2SiO_5) mais à réseau cristallin différent. La biotite, elle aussi, devient instable et entre en réaction avec d'autres minéraux pour produire d'une part du *feldspath potassique*, d'autre part des silicates ferrifères comme l'*hypersthène*, pyroxène orthorhombique remplaçant la hornblende qui se formait dans le faciès précédent.

Dans les roches calcaires impures, la calcite réagit avec la silice pour former un silicate de calcium ($CaSiO_3$), de forme prismatique semblable à celle d'un pyroxène, la *wollastonite*. Si la quantité de silice est suffisante pour réagir avec toute la calcite, il se forme une roche composée essentiellement de wollastonite. Si la quantité de silice est limitée et que la roche contienne du magnésium (calcaire dolomitique), il se forme une olivine magnésienne, la *forstérite*. Par la suite, l'olivine peut se transformer par hydratation en *serpentine*. Il se forme ainsi une roche constituée de serpentine et de calcite, souvent avec une texture pseudobréchique.

Les roches ignées basiques, dont les minéraux sont stables à ces températures élevées, subissent des recristallisations. Les principaux minéraux des roches basiques dans ce faciès sont un *pyroxène augitique* accompagné de *pyroxène orthorhombique* et de *plagioclase calcique*. Leur structure est granoblastique mais il peut persister des reliques des structures antérieures (structures blastoporphyrique et blastophitique).

Faciès des sanidinites

Les roches appartenant à ce faciès se rencontrent, très rarement, au contact avec des roches intrusives basiques de très haute température ou dans les xénolites contenus dans les laves. La température inférieure de formation de ces roches est d'environ 750 °C et la limite supérieure, fonction de la pression, est déterminée par la fusion des roches.

Les roches argileuses métamorphisées dans ce faciès subissent souvent des phénomènes métasomatiques au cours desquels les roches s'enrichissent en aluminium, par suite de l'expulsion d'autres substances (silice, etc.), et peuvent fondre partiellement puis se reconsolider en donnant une masse en grande partie vitreuse en raison d'un refroidissement rapide (épontes des filons). A côté de la *sillimanite* et de la *cordiérite*, stables à très hautes températures, il se forme d'autres minéraux riches en alumine, comme la *mullite*, le *corindon* et les *spinelles alumínifères*. L'introduction métasomatique de sodium favorise la formation de la *sanidine*, feldspath sodico-potassique, donnant naissance à des sanidinites, roches qui ont donné leur nom à ce faciès métamorphique. Dans les roches calcaires, il se forme des silicates de calcium et magnésium, comme la *monticellite*, la *mélilite*, etc.

Les roches du métamorphisme régional

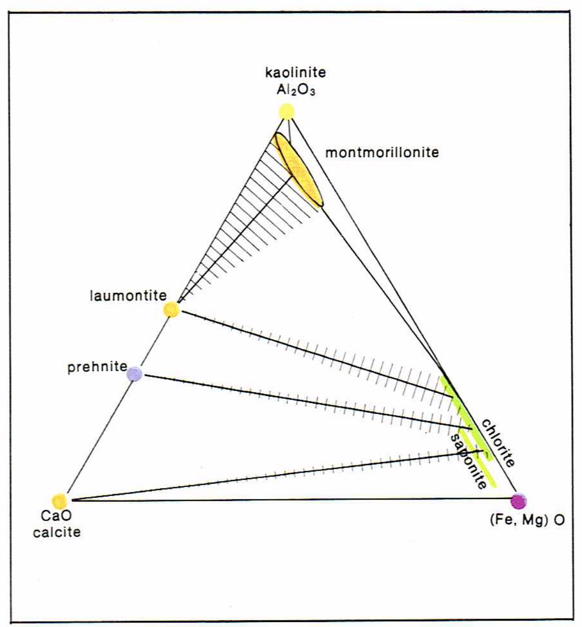
Les roches du métamorphisme régional constituent en grande partie les boucliers continentaux anciens et les parties internes des chaînes de montagnes post-précambriennes. Durant ce métamorphisme un rôle important est joué non seulement par la température, mais aussi par les différents types de pressions, lithostatique, fluide et orientée.

Les roches du métamorphisme régional sont caractérisées par leur texture schisteuse, anisotrope, due à l'influence des pressions orientées. En raison de leur origine, de leur composition chimique et de leurs conditions de formation très variées, il existe une très grande variété de ces roches, ce qui rend peu aisée leur classification. La classification actuelle est basée sur les faciès métamorphiques d'Eskola ; elle groupe les roches, quelles que soient leur origine et leur composition chimique, en différents faciès caractérisés par certaines associations minérales reconnaissables au microscope et formées dans des conditions particulières de température et de pressions.

A partir des observations de terrain et des expériences de laboratoire sur les champs de stabilité des minéraux caractéristiques des différents faciès, on a pu déterminer avec plus ou moins de précision les conditions thermodynamiques correspondant à la formation de chaque faciès. Les principaux faciès du métamorphisme régional sont au nombre de 7. Le faciès à zéolites et le faciès à prehnite et pumpellyite sont des faciès de basses températures et basses pressions, constituant un domaine de passage entre la diagenèse et le métamorphisme proprement dit. Le faciès des schistes verts est caractérisé par des températures de formation légèrement plus fortes. Le faciès des schistes à glaucophane correspond à des conditions de formation particulières où les températures sont basses mais les pressions très fortes. Le faciès des amphibolites se forme dans des conditions de températures et de pressions assez fortes. Enfin le faciès des granulites et celui des éclogites se forment dans des conditions de fortes températures et pressions.

Faciès à zéolites

Les roches du faciès à zéolites sont le produit de réactions métamorphiques ayant lieu à des températures d'environ 300 °C et à des pressions voisines de 3 000 bars. Ce faciès représente une transition entre le domaine de la diagenèse des sédiments et le métamorphisme. Les sédiments sursaturés en eau qui se déposent au fond des géosynclinaux commencent à subir des changements minéralogiques, par suite de la compactation due à l'enfouissement (reconstruction des argiles, recristallisation du quartz, etc.) ; cependant, les différents minéraux qui les composent, même s'ils ne sont pas en équilibre, ne réagissent généralement pas entre eux car les vitesses de réaction sont très réduites à des températures inférieures à 300 °C. Seules certaines roches commencent à recristalliser durant la diagenèse, en particulier les roches pyroclastiques ainsi que les grès tufacés riches en minéraux basiques et en fragments de verre qui



I.G.D.A.

◀ *Diagramme ACF pour les roches métamorphiques du faciès à zéolites (d'après Winkler).*

réagissent avec l'eau de mer interstitielle pour donner différents minéraux parmi lesquels prédominent les *zéolites* (analcime, heulandite, etc.), minéraux très riches en eau. Même les sédiments océaniques actuels en contiennent, en petite quantité.

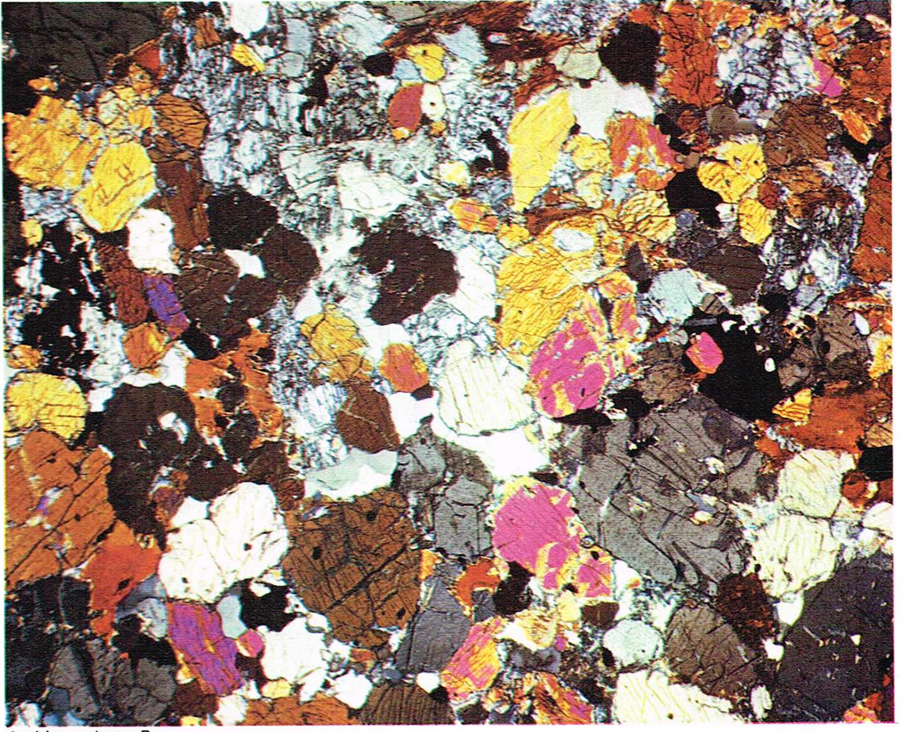
Le tout début du domaine métamorphique est caractérisé par l'apparition de la *laumontite*, zéolite calcique pauvre en eau, associée au quartz. L'analcime disparaît en se combinant avec le quartz pour donner de l'*albite*.

Dans les roches argileuses, la limite entre la diagenèse et le métamorphisme est déterminée par le degré de cristallisation d'un minéral argileux, l'*illite*, qui peut s'apprécier quantitativement sur les diagrammes de rayons X.

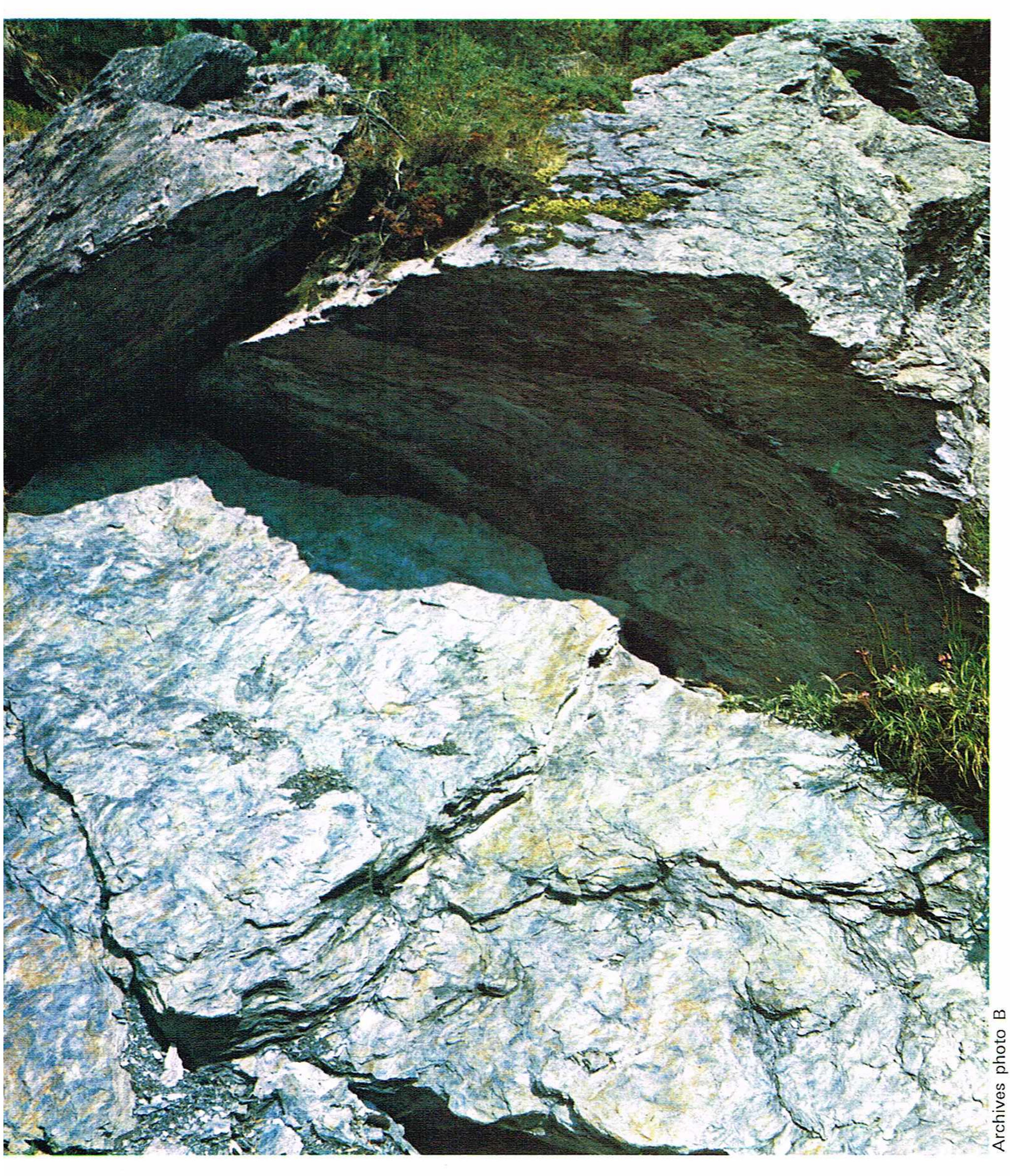
Faciès à prehnite et pumpellyite

A des températures légèrement supérieures à celles correspondant au faciès à zéolites, les minéraux zéolitiques ne sont plus stables et tendent à se recombiner pour former un minéral hydraté de composition voisine de celle de l'épidote, la *pumpellyite*, qui coexiste généralement avec la *prehnite*, le *quartz*, l'*albite* et parfois l'*épidote*.

▼ *Une cornéenne à pyroxène : le pyroxène est le principal constituant de la roche à structure granoblastique ; on observe entre les cristaux de pyroxène un peu de biotite et de quartz, et des cristaux de plagioclase à macle polysynthétique.*



Archives photo B



Les roches de ce faciès et celles du faciès précédent sont difficiles à distinguer macroscopiquement des roches non métamorphiques. Les minéraux néoformés, de très petite taille, se voient rarement à l'œil nu. La nature métamorphique de ces roches ne se révèle qu'à l'examen au microscope.

Faciès des schistes verts

A des températures supérieures à 400 °C, les minéraux des roches des faciès à zéolites et à prehnite et pumpellyite ne sont plus stables et se décomposent en prenant part à des réactions métamorphiques, dont les principaux produits sont une *épidote ferrifère* et parfois la *trémolite-actinote* (amphibole calcique non alumineuse), minéraux caractéristiques du faciès des schistes verts.

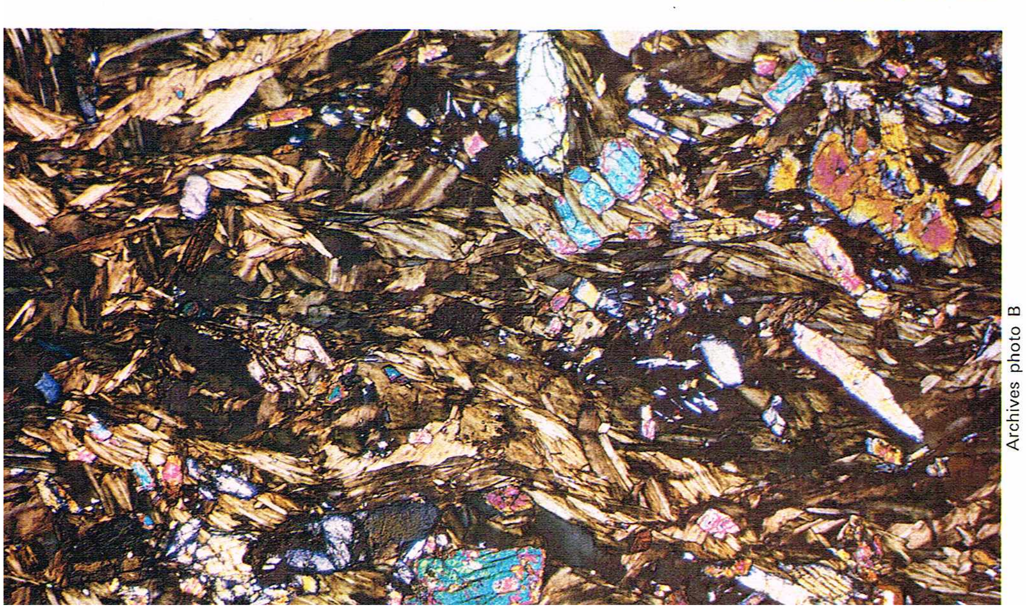
Ce faciès correspond donc à un degré supérieur aux deux précédents. Les pressions qui règnent lors de la formation des roches varient de 3 000 à 7 000 bars et les températures de 400 à 550 °C environ. Ces températures, relativement basses, déterminent une faible vitesse des réactions chimiques entre les minéraux, et l'on observe fréquemment dans les roches appartenant à ce faciès des associations minérales en déséquilibre, où les minéraux reliques instables ne sont pas complètement détruits ; c'est le cas, en particulier, des roches dérivant de la transformation des roches ignées basiques dont les minéraux ferromagnésiens se sont formés à hautes températures. Les roches de ce faciès présentent généralement un grain fin et une schistosité marquée, due à la forte importance des pressions orientées.

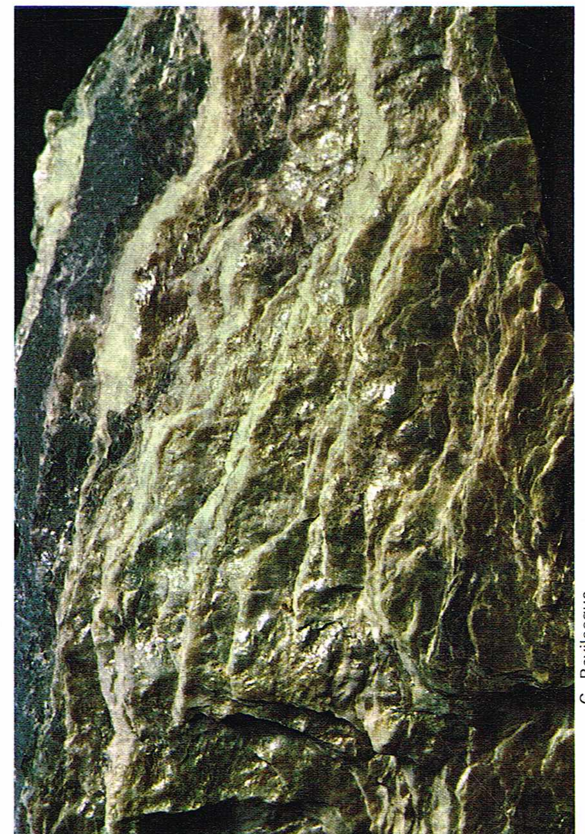
Ce faciès est dénommé d'après un groupe de roches, les schistes verts, caractérisés par la présence de minéraux de couleur verte tels que l'épidote, l'actinote, la chlorite, et qui dérivent de roches basiques ou ultrabasiques, ignées et pyroclastiques. Mais, comme tous les faciès, il comprend également des roches de composition chimique quelconque : pélitiques, calcaires, quartzo-feldspathiques, etc. Ce sont les **ardoises**, les **phyllades**, les **séricitoschistes**, les **chloritoschistes**, certains **micaschistes**, certains **marbres** et **grès**.

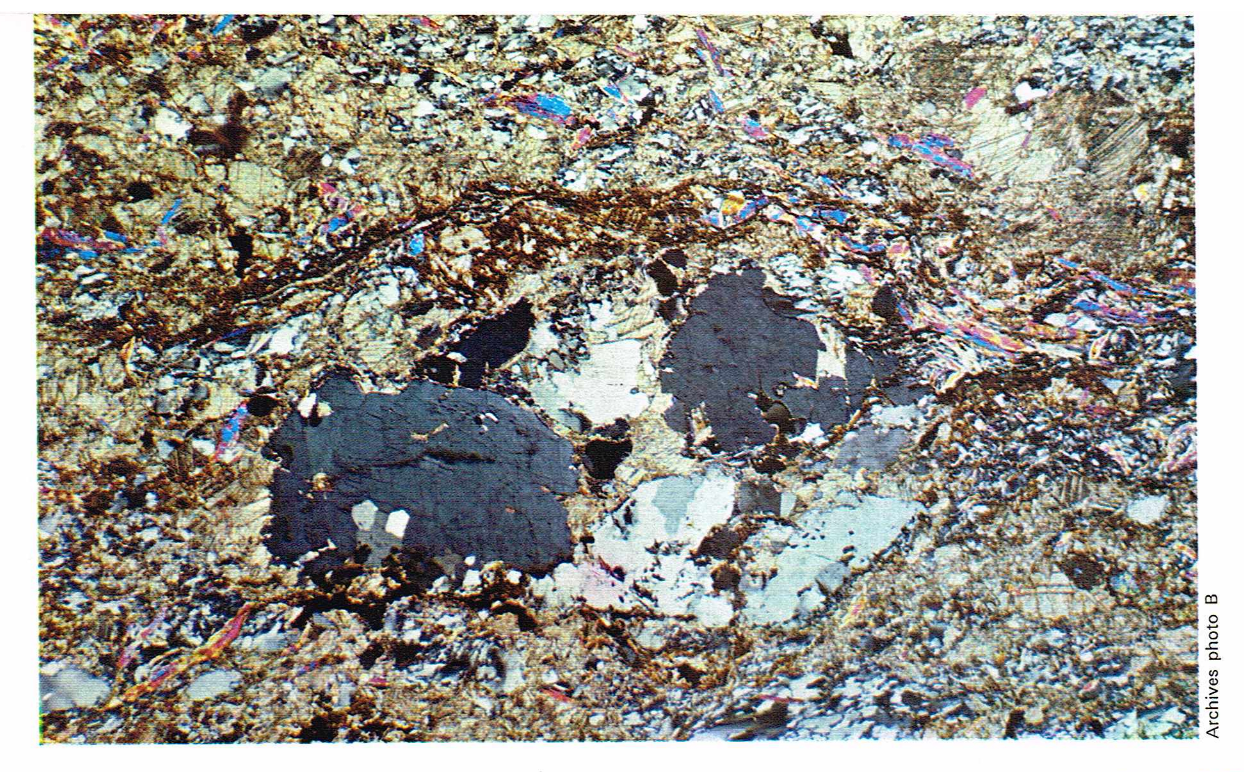
Les minéraux caractéristiques sont la *chlorite*, l'*épidote*, l'*actinote*, un *plagioclase acide* (albite ou oligoclase renfermant moins de 20 % d'anorthite). La biotite peut apparaître pour les températures les plus élevées. On peut rencontrer aussi, dans les roches de composition basique, du stilpnomélane, phyllosilicate ressemblant à la biotite mais de composition chimique un peu différente. Dans les roches de composition pélitique, à forte teneur en aluminium, il se forme à sa place du *chloritoïde* et un mica blanc de composition variable (muscovite, paragonite, pyrophyllite). Dans les roches à forte teneur en manganèse, on peut rencontrer du grenat spessartine.

▲ *Une paroi rocheuse formée de* **phyllades** *(Lombardie). Ces roches appartiennent au faciès des schistes verts. La séricite donne un aspect brillant aux surfaces de schistosité.*

▼ *A gauche, lame mince de* **chloritoschiste** *en nicols croisés : la chlorite, aux couleurs d'interférence anormales brun sépia, est accompagnée de cristaux d'épidote. A droite, un échantillon de* **calcschiste** *: les niveaux de calcite sont séparés par des niveaux micacés correspondant aux plans de schistosité.*







Archives photo B

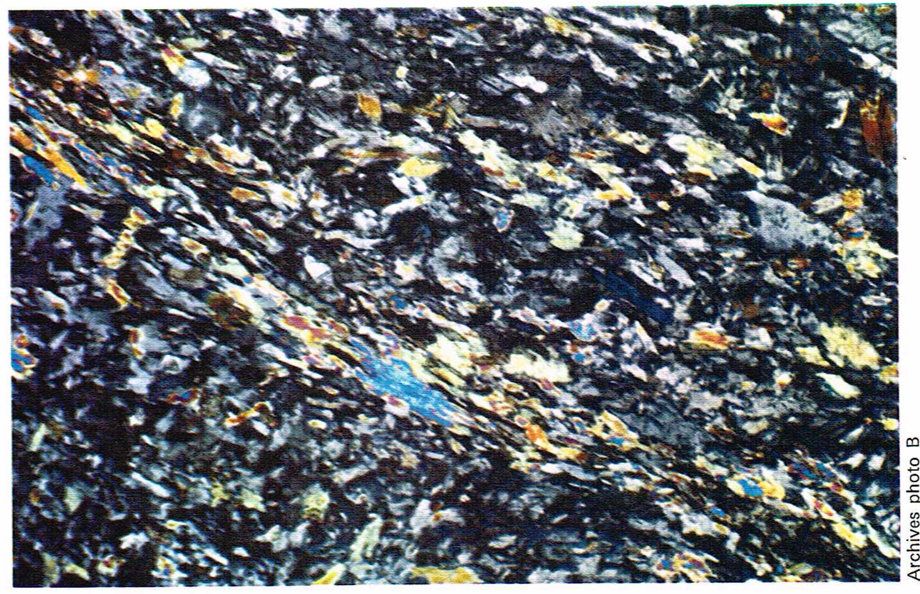
Faciès des schistes à glaucophane

Les roches de ce faciès dérivent de roches sédimentaires, volcaniques ou pyroclastiques de compositions variées et sont caractérisées par des paragenèses minérales particulières, avec présence d'une amphibole sodique, le *glaucophane*. Celui-ci peut être associé à quelques minéraux présents également dans le faciès schistes verts, comme l'épidote, le stilpnomélane, l'actinote, ou la pumpellyite dans la partie la moins métamorphique de ce faciès. D'autres minéraux, comme la *lawsonite*, dont la composition est celle d'une épidote non ferrifère, et la *jadéite*, pyroxène sodique, ne se rencontrent que dans ce faciès (minéraux critiques) ; ils permettent de définir des subfaciès.

Les températures régnant durant la formation des schistes à glaucophane sont inférieures ou semblables à celles régnant lors de la formation des schistes verts (300 °C-500 °C), comme le prouvent la présence d'albite, l'absence de biotite, stable à des températures supérieures, et la présence de mica blanc, stable à des températures modérées *(phengite, séricite)*. Mais les minéraux critiques de ce faciès, comme la jadéite qui se forme en association avec du quartz par transformation de l'albite, stable à des pressions moins élevées, et l'aragonite, carbonate de calcium orthorhombique de densité supérieure à celle de la calcite, témoignent des pressions élevées de recristallisation des roches de ce faciès. L'aragonite, qui est aussi la forme sous laquelle le carbonate de calcium précipite dans les phénomènes sédimentaires chimiques et biochimiques, se forme à partir de la calcite à des pressions supérieures à 6 000 bars. La transformation de l'albite en jadéite et quartz advient à des pressions encore plus élevées, comme le montrent les expériences de laboratoire (à plus de 10 000 bars pour des températures de 300 °C). De telles pressions lithostatiques correspondraient à une profondeur de près de 35 km, pour laquelle on devrait admettre une énorme accumulation de sédiments. Or, les observations géologiques, dans les Alpes par exemple, montrent que l'accumulation relative des sédiments au cours des phénomènes de métamorphisme ayant abouti à la formation des schistes à glaucophane n'a pas pu dépasser des valeurs de 10-15 km. Les conditions de formation des roches de ce faciès, à basses températures et à fortes pressions, sont très éloignées du gradient géothermique normal, et la genèse de ces roches est difficilement explicable dans l'état actuel de nos connaissances.

On admet généralement que de fortes pressions de la phase fluide interstitielle (vapeur d'eau à l'état supercritique) existaient lors de la formation des roches. Elles sont démontrées, notamment, par la présence fréquente dans ces roches de la lawsonite, minéral hydraté.

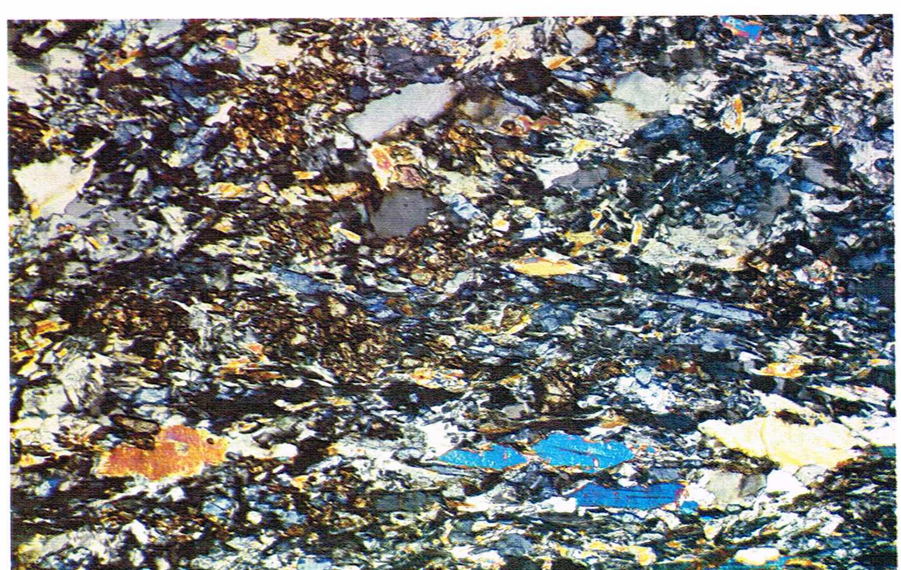
Les roches appartenant au faciès des schistes à glaucophane ont une extension réduite à la surface du globe ; elles apparaissent dans des ceintures orogéniques étroites, le plus souvent d'âge tertiaire (Alpes, Japon, Californie, etc.), mais parfois plus ancien (schistes à glaucophane d'âge paléozoïque de l'île de Groix).



Archives photo B

▲ ***En haut, lame mince de calcschiste en nicols croisés : dans la masse de calcite à grains hétérogènes (couleurs d'interférence rosées) on observe du quartz et des feldspaths (couleurs d'interférence grises et ces derniers clivés) ainsi que des lamelles de mica muscovite.***
Ci-dessus, lame mince de schiste à glaucophane en nicols croisés : le glaucophane, amphibole sodique dont les couleurs d'interférence sont masquées par la couleur bleue caractéristique du minéral, est associé à de la muscovite et à un peu d'épidote.

▼ ***Lame mince de prasinite à glaucophane en nicols croisés : le glaucophane, en prismes bleus allongés, est accompagné de plagioclase albitique, aux couleurs d'interférence blanches et grises, de mica muscovite, en lamelles aux couleurs vives, et d'épidote.***



Archives photo B

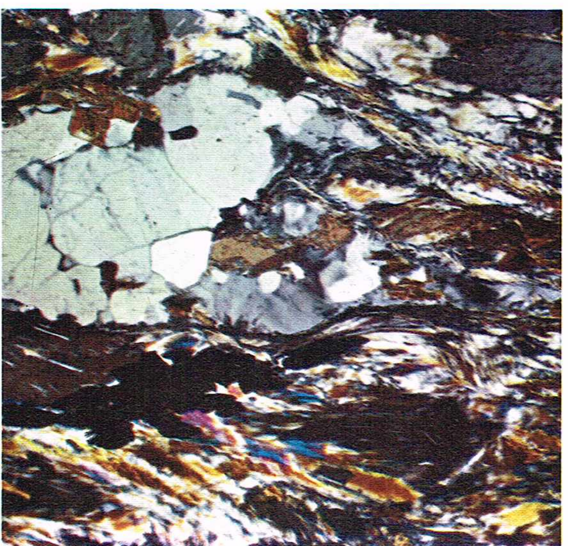
▶ **Gneiss à sillimanite :** *la roche est formée de biotite, de sillimanite (cristaux aciculaires) et de feldspath; on observe également du grenat (zone éteinte), de la magnétite et de l'ilménite (lame mince en nicols croisés).*



Archives photo B

▶ **Gneiss à cordiérite :** *outre du quartz, du feldspath potassique et du mica biotite, on observe de la cordiérite et de la sillimanite, en petits cristaux aciculaires (lame mince en nicols croisés).*

▼ *A gauche,* **micaschiste à grenat :** *des porphyroblastes de grenat almandin sont inclus dans une masse où prédominent des lamelles de muscovite et où l'on observe, en outre, du quartz et divers autres minéraux (lame mince en nicols presque parallèles). A droite, lame mince d'amphibolite en nicols croisés : le plagioclase, aux couleurs d'interférence blanches et grises, est accompagné de prismes d'amphibole.*



Archives photo B

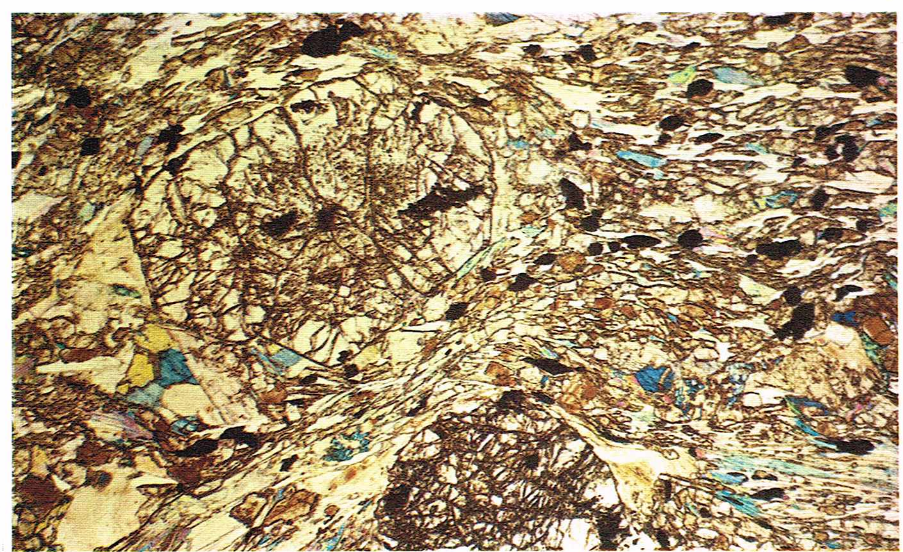
Faciès des amphibolites à almandin

Ce faciès est caractérisé par l'absence de chlorite ainsi que par l'association critique de la *hornblende* (amphibole calcique alumineuse) et d'un *plagioclase calcique* (plus de 20 % d'anorthite) dans les roches basiques; dans les roches pélitiques, il est caractérisé par la transformation du chloritoïde en *staurotide* et par la présence de *cordiérite.* Suivant la composition chimique des roches, d'autres minéraux peuvent être associés aux minéraux critiques du faciès, comme l'épidote, le grenat almandin, la biotite, la muscovite, le disthène, la sillimanite et le diopside. Certains de ces minéraux définissent des subfaciès.

Les roches caractéristiques sont les **amphibolites,** les **gneiss,** les **micaschistes,** certains marbres et roches quartzo-feldspathiques.

Les conditions de formation correspondent à des températures et des pressions plus élevées que celles du faciès schistes verts (500-750 °C et 4 000-7 000 bars).

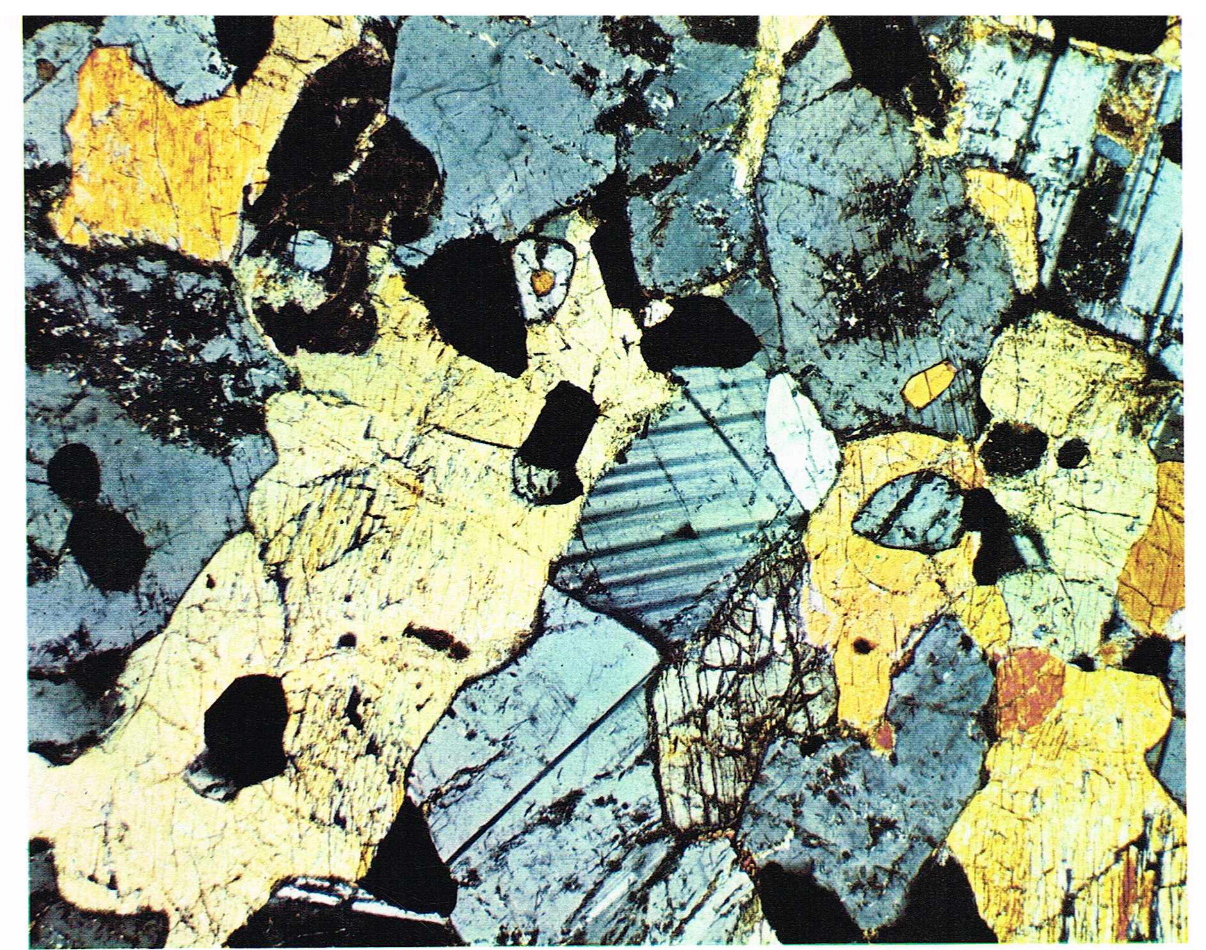
Les roches ont une grande extension dans les régions de plissements d'âges précambrien et paléozoïque (Massif central, Pyrénées, Bretagne, etc). Elles apparaissent plus rarement dans les zones orogéniques plus récentes.



C. Bevilacqua



Archives photo B



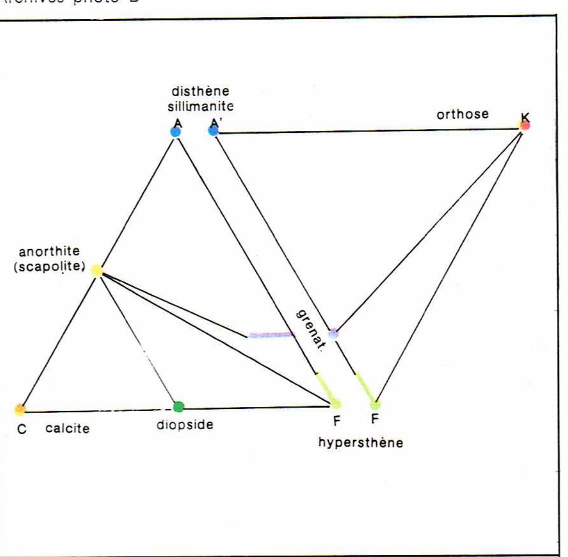
◀ ***Granulite à pyroxène :** orthose et plagioclase, aux couleurs d'interférence grisâtres, sont accompagnés de pyroxène abondant (lame mince en nicols croisés).*

Archives photo B

Faciès des granulites

Les roches de ce faciès se définissent par la disparition des micas, biotite et muscovite, en présence de quartz, par l'association critique d'un orthopyroxène *(hypersthène)* avec un *plagioclase calcique,* et par la présence de grenat de la série *almandin-pyrope.* A ces minéraux peuvent être associés du *feldspath potassique,* du *disthène,* de la *sillimanite,* de la *cordiérite ;* ces derniers proviennent en grande partie de la dissociation de la muscovite et de la biotite en présence de quartz, lesquelles deviennent instables dans les conditions de température et de pressions très élevées auxquelles se forment les granulites (750-1 000 °C et 4 000-12 000 bars). Les minéraux des granulites sont des minéraux anhydres.

Si la pression d'eau est forte (supérieure à 4 000 bars), il ne se forme pas de granulites, mais la destruction de la muscovite en présence de quartz donne lieu à une fusion partielle des roches de composition gneissique et à la formation de migmatites. Ces degrés très élevés de métamorphisme régional sont à la limite des phénomènes magmatiques. Les **granulites** sont d'ailleurs souvent associées à un groupe de roches intrusives ignées, les charnockites, de compositions chimique et minéralogique voisines.



I.G.D.A.

◀ ***Diagrammes relatifs aux faciès métamorphiques des granulites** (subfaciès des granulites à pyroxène) [d'après Winkler].*

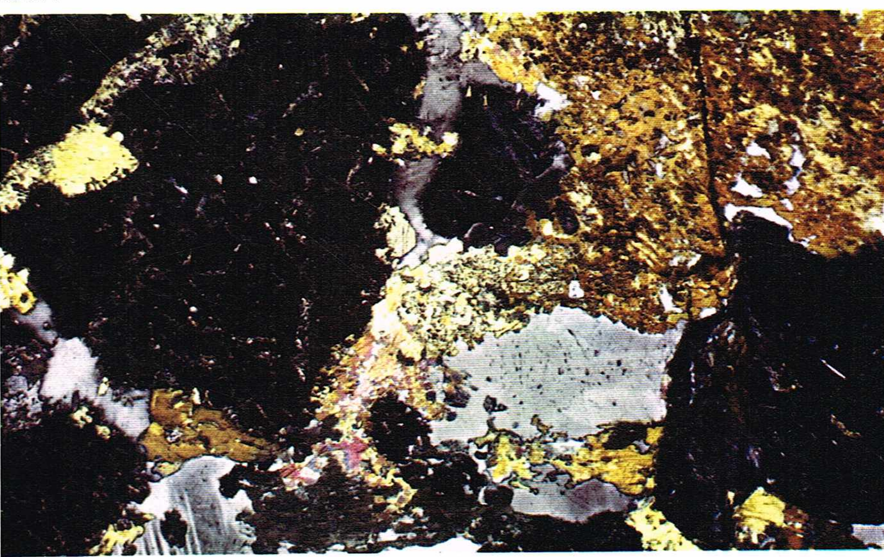
Faciès des éclogites

Le faciès des éclogites est défini par l'association d'un grenat magnésien, le *pyrope,* avec un clinopyroxène sodique, l'*omphacite,* accompagnés parfois de petites quantités de *disthène,* de *pyroxène orthorhombique* et de *quartz.* Les éclogites se forment à des températures élevées (700-900 °C) et des pressions très fortes (13 000-15 000 bars), par conséquent dans des régions très profondes de l'écorce terrestre et peut-être même dans les parties supérieures du manteau (profondeurs de 40 à 60 km).

La température élevée de formation de ces roches est prouvée par l'absence de minéraux contenant des oxhydryles ainsi que par la composition particulière du pyroxène et du grenat, qui résulte de solutions solides complexes entre les termes extrêmes de séries isomorphes, possibles seulement à des températures très élevées. Les minéraux des éclogites ont une forte densité, par suite des très fortes pressions régnant lors de la formation de ces roches.

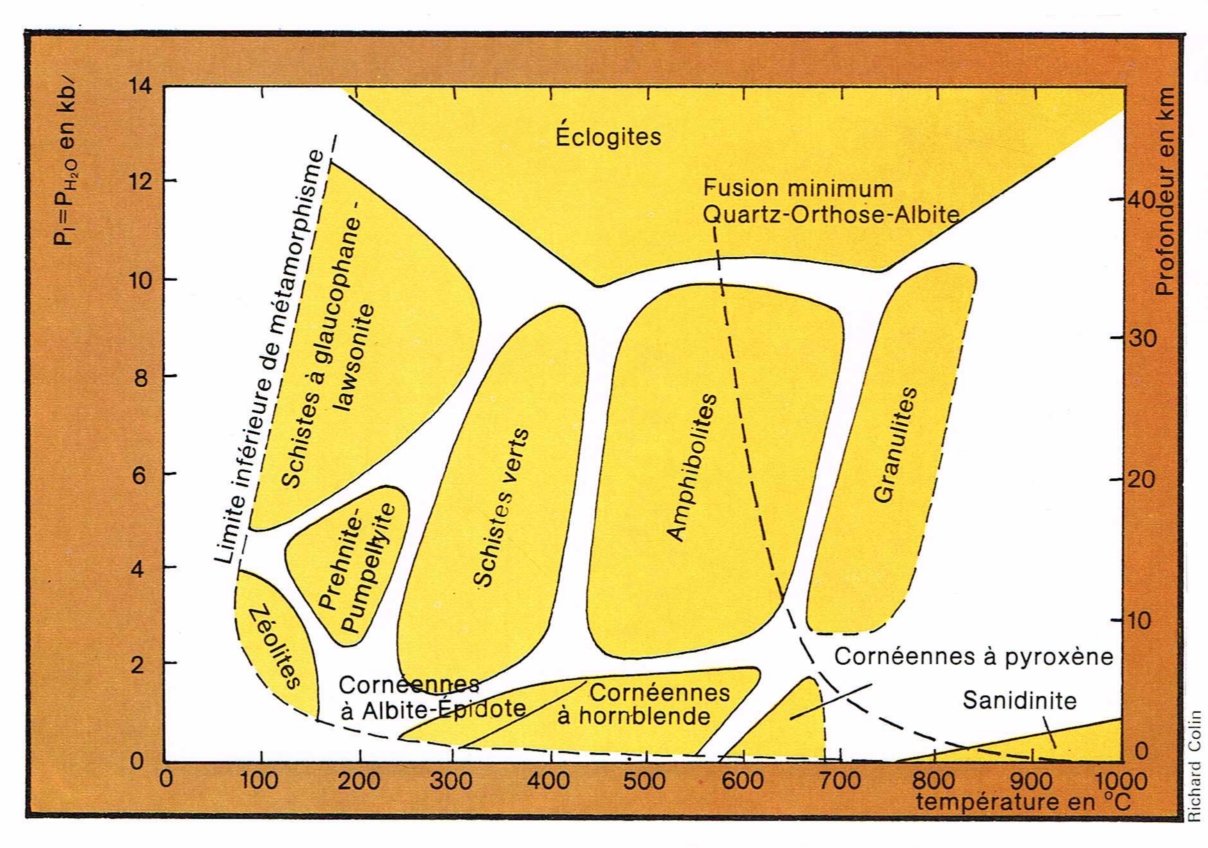
Les éclogites exposées à la surface de la Terre ont souvent subi un métamorphisme rétrograde à plus faible température et se sont transformées en amphibolites ou en schistes à glaucophane contenant des reliques de pyroxène omphacite et de grenat pyrope.

▼ ***Lame mince d'éclogite** en nicols croisés : au grenat, en gros cristaux éteints, sont associés des cristaux de pyroxène et d'amphibole sodique (glaucophane), ainsi que des feldspaths et du quartz.*



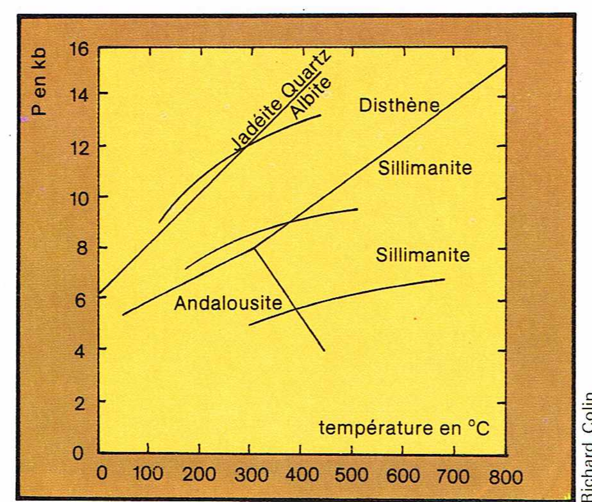
Archives photo B

▶ ***Représentation schématique des faciès métamorphiques en fonction de la pression lithostatique ($P_l = P_{H_2O}$) et de la température; les limites sont graduelles.***



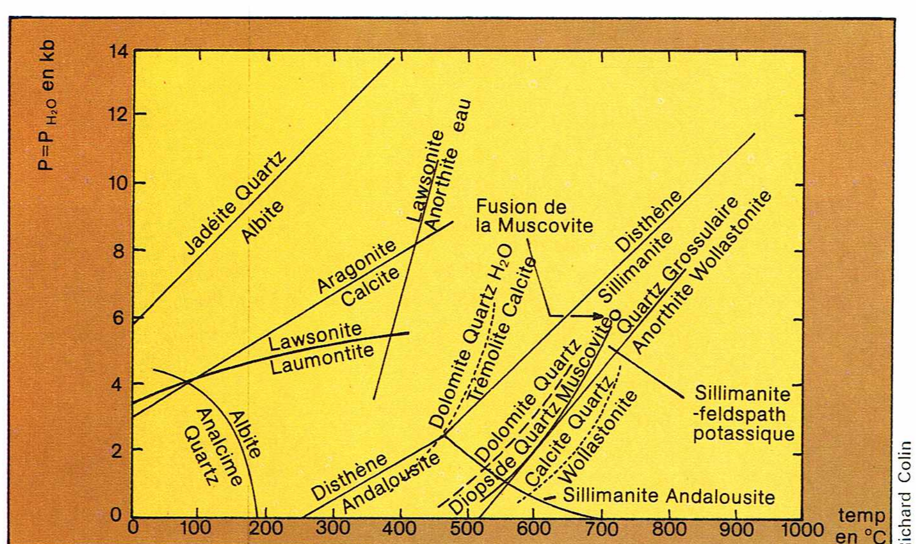
Richard Colin

▶ ***Représentation graphique des courbes d'équilibre univariant pour les** minéraux **critiques du métamorphisme.***



Richard Colin

▼ ***Séries de faciès du métamorphisme régional en fonction de la pression et de la température (d'après Miyashiro).***



Richard Colin

La notion de séries de faciès

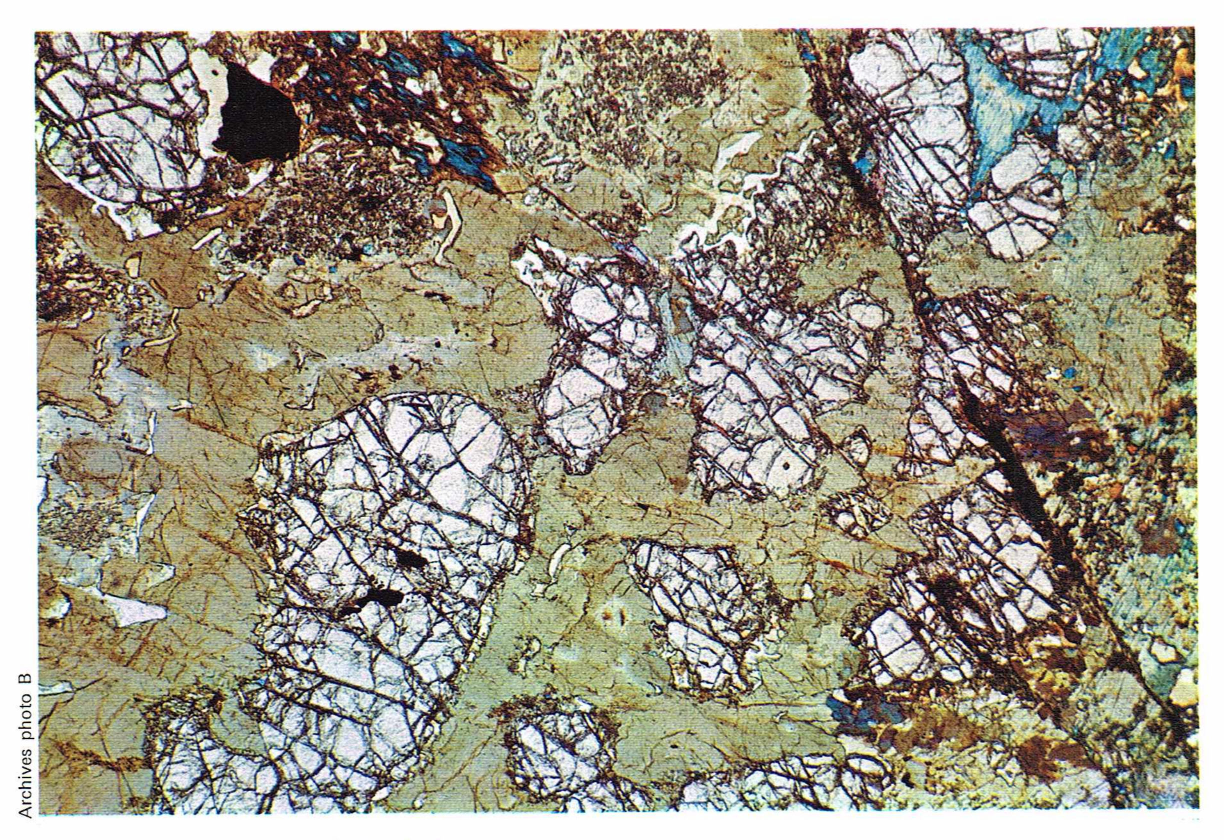
Il est donc possible, à partir de la détermination au microscope des paragenèses minérales critiques des roches d'une région, de déterminer à quels faciès métamorphiques elles appartiennent et d'en déduire les différents intervalles de températures et de pressions dans lesquels elles se sont formées. La classification en faciès permet d'étudier les variations du métamorphisme à l'intérieur d'une région et de comparer différentes régions entre elles.

Les expériences de laboratoire sur les champs de stabilité des minéraux caractéristiques des différents faciès permettent de représenter sur un diagramme, en fonction de la température et de la pression, les *courbes isogrades* correspondant aux réactions chimiques entre ces minéraux et qui déterminent le passage d'un faciès à un autre. En général, dans ces diagrammes, on considère que la pression fluide est égale à la pression lithostatique; cependant, d'autres diagrammes sont construits en fonction des pressions partielles de l'eau et du gaz carbonique pour certaines réactions sensibles à ces deux constituants. On peut également, sur un diagramme température-pression, représenter chaque faciès par une aire comprise entre certaines valeurs de pression et de température. Ces valeurs sont déterminées par les courbes isogrades des réactions aboutissant à la formation des minéraux critiques du faciès considéré. Par exemple, le domaine du faciès des schistes à glaucophane est limité par les courbes isogrades de la transformation de la laumontite en lawsonite, et de la lawsonite en anorthite plus eau ou en zoïsite. Certains isogrades déterminent les domaines de pressions et de températures des subfaciès.

Lors de l'étude d'une région assez étendue, il est généralement possible de déterminer une succession de faciès correspondant à un métamorphisme d'intensité croissante. Cette succession s'appelle *série de faciès,* ou *type barique de métamorphisme,* d'après l'expression utilisée par A. Miyashiro en 1961 et 1972.

Une succession de faciès peut se représenter graphiquement sur un diagramme (en fonction de la température et de la pression) par une courbe qui détermine le *gradient géothermique,* fonction de la profondeur existant dans la région considérée au cours du métamorphisme.

La série de faciès comprenant les faciès à prehnite et pumpellyite des schistes verts, des amphibolites et des granulites correspond au gradient géothermique normal



Archives photo B

◀ ***Les signes d'un fort* métamorphisme rétrograde *marquent nettement cette roche, qui est une éclogite à l'origine. La chlorite, en grandes plages verdâtres, a remplacé en grande partie les minéraux d'origine : on reconnaît un résidu de pyroxène d'origine et l'on note que le grenat a mieux résisté au métamorphisme rétrograde (lame mince en nicols presque parallèles).***

de la croûte terrestre, c'est-à-dire 3 °C pour une profondeur de 100 m.

La succession des faciès du métamorphisme de contact forme une série de faciès où les pressions sont très basses par rapport aux températures, par suite de l'existence d'intrusions magmatiques à faible profondeur.

Les faciès des schistes à glaucophane et des éclogites requièrent pour se former des pressions très fortes par rapport à la température, conditions qui n'existent pas normalement dans la croûte terrestre. Ces deux faciès, succédant aux faciès de basses températures et basses pressions (à zéolites, à prehnite et pumpellyite), déterminent une série de faciès ou un type de métamorphisme de hautes pressions. Les conditions très particulières de formation des faciès de hautes pressions sont peu claires, et l'explication de leur genèse varie suivant les auteurs. Une grande partie des géologues des pays occidentaux l'explique dans le cadre de la *théorie de la tectonique des plaques*.

Outre ces trois principales séries de faciès, il en existe d'autres, intermédiaires, par exemple dans le cas d'un métamorphisme régional de faibles pressions à andalousite. En fait, il peut exister une grande variété de séries de faciès, correspondant aux différents gradients géothermiques au sein de l'écorce terrestre au cours du métamorphisme.

Dans la pratique, cette notion de série de faciès est très utile, puisqu'elle permet de déterminer le gradient de températures et de pressions existant dans une région au cours du métamorphisme et de comparer différentes régions entre elles.

Les roches du polymétamorphisme

Les roches métamorphiques ne se forment généralement pas lors d'une phase unique de métamorphisme, mais lors de phases distinctes dans le temps et différant par leurs intensités ainsi que leurs caractéristiques. Les phénomènes du métamorphisme régional ont lieu dans des régions profondes de la croûte terrestre (quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres), au cours de l'orogenèse et de la formation de chaînes de montagnes. Par l'expression de cycle métamorphique, on peut désigner l'ensemble des phénomènes métamorphiques ayant lieu au cours d'un même cycle orogénique, comme le cycle hercynien, le cycle alpin, etc.

De même qu'un cycle orogénique est composé de la succession de plusieurs phases orogéniques, un cycle métamorphique est généralement composé de la succession de plusieurs phases métamorphiques, affectant un domaine plus ou moins étendu de la zone orogénique.

On désigne par l'expression *métamorphisme polyphasé* ces phénomènes métamorphiques se succédant au cours d'un même cycle orogénique ; le terme de *polymétamorphisme* est réservé aux phénomènes métamorphiques affectant des roches déjà métamorphisées dans un cycle antérieur. Par exemple, les roches mésozoïques des Alpes ont été affectées par différentes phases de métamorphisme lors de l'orogenèse alpine d'âge tertiaire : elles présentent un métamorphisme polyphasé. Par contre, les roches anciennes, qui constituent en grande partie les massifs granitogneissiques formant le socle des Alpes (Mont-Blanc, Pelvoux, Mercantour, etc.) et qui avaient déjà été métamorphisées avant le cycle alpin, ont été également affectées par le métamorphisme alpin : elles sont polymétamorphiques. Cependant, les effets du polymétamorphisme et du métamorphisme polyphasé sont identiques, et l'on ne peut les distinguer que par une étude géologique à grande échelle.

Le métamorphisme polyphasé peut être soit *progressif* quand les conditions de pressions et de températures sont plus élevées lors d'une seconde phase de métamorphisme, soit *régressif*, ou *rétrograde*, si l'intensité du métamorphisme est moins forte dans une seconde phase de métamorphisme que dans la phase précédente.

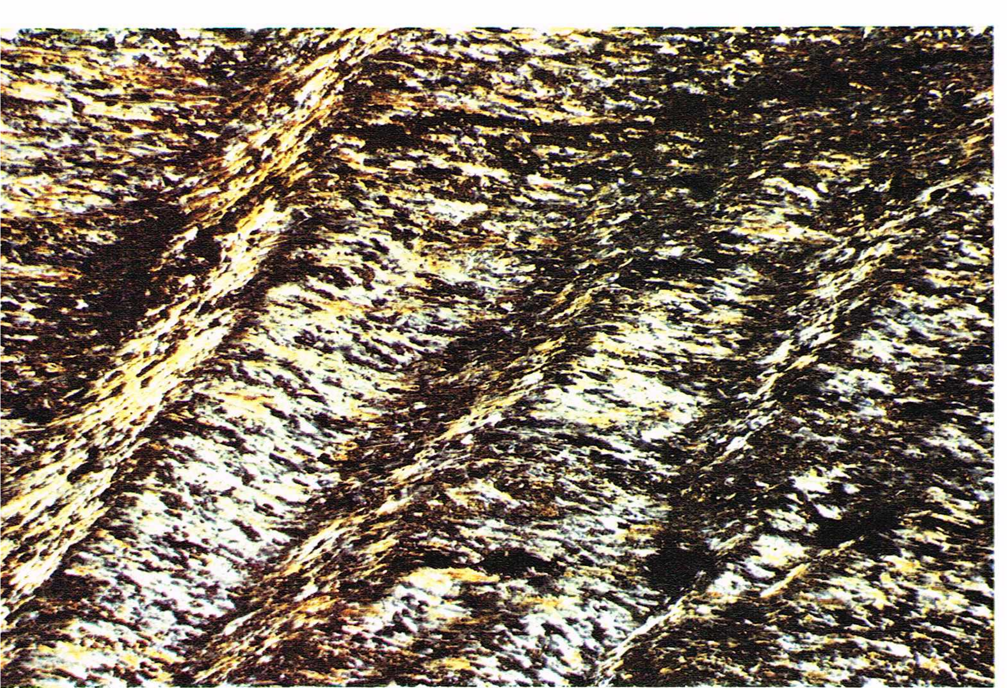
Durant le métamorphisme, les roches subissent des changements internes qui tendent à un état d'équilibre aussi bien structural que chimique et minéralogique. Normalement, quand le métamorphisme est complètement réalisé, une nouvelle paragenèse et une nouvelle structure se substituent aux minéraux et à la structure de la roche initiale. Mais il arrive souvent que certains minéraux et structures de la roche initiale ne soient pas complètement détruits lors du métamorphisme et persistent sous forme de *reliques*. Ces minéraux ou structures-reliques peuvent être les minéraux initiaux d'une roche sédimentaire ou ignée, ou encore des minéraux produits au cours d'une phase antérieure de métamorphisme. Leur étude permet souvent de distinguer, avec plus ou moins de certitude, les minéraux ou les structures produits successivement dans une roche au cours de différentes phases de métamorphisme. Cela a une très grande importance pour la reconstitution des phénomènes orogéniques et métamorphiques, au cours desquels la pression orientée varie avec le temps en

direction et en intensité, et où les roches se retrouvent au cours de l'orogenèse à des profondeurs variables de la croûte terrestre, et donc à des températures et des pressions lithostatiques différentes.

La succession dans le temps de différentes phases de métamorphisme régional, ou de phases de métamorphisme régional alternant avec des phases de métamorphisme thermique ou de dislocation, est étudiée quantitativement par l'analyse structurale; mais l'étude des paragenèses minérales permet aussi de clarifier la succession et la nature des phases métamorphiques.

Il est possible, par exemple, d'étudier les effets du métamorphisme thermique superposé au métamorphisme régional, phénomène observé lorsqu'une intrusion magmatique se produit dans des roches soumises auparavant à un métamorphisme régional. La principale conséquence consiste en la disparition progressive de la texture schisteuse, qui est remplacée par la structure granoblastique. La composition minéralogique de la roche ne change pas radicalement si la température maximale produite par l'intrusion magmatique correspond à la température maximale atteinte au cours du métamorphisme régional; mais certains minéraux peuvent recristalliser sous des formes différentes de celles produites par le métamorphisme régional. Ainsi, la sillimanite de certains gneiss, de forme aciculaire ou fibreuse, recristallise partiellement pour former des prismes idioblastiques.

Au contraire, si un métamorphisme régional affecte des roches déjà métamorphisées thermiquement, une texture schisteuse apparaît dans celles-ci et il se forme des minéraux caractéristiques du métamorphisme régional, stables sous forte pression. Si les températures atteintes au cours du métamorphisme régional sont moins élevées que celles atteintes au cours d'un épisode antérieur de métamorphisme thermique, les minéraux du premier épisode de métamorphisme peuvent être partiellement détruits.



Archives photo B

▲ ***Lame mince de schiste à chlorite** en nicols croisés : la roche est formée de lamelles de chlorite et de séricite et de petits cristaux d'épidote; au système principal des plans de schistosité (horizontaux) se superpose un deuxième système formé par une réorientation des lamelles de phyllosilicates suivant de nouveaux plans, lors d'une phase de déformation ultérieure.*

Dans le cas d'un métamorphisme polyphasé progressif, c'est-à-dire de la succession de plusieurs phases de métamorphisme régional d'intensité croissante, il est généralement difficile de reconnaître les minéraux ayant cristallisé dans une première phase de moindre intensité, car les paragenèses minérales reflètent la plus forte intensité de métamorphisme atteinte au cours d'un cycle métamorphique. Parfois, cependant, certains minéraux de la première paragenèse (reliques) sont conservés sous forme d'inclusions dans les minéraux porphyroblastiques de la paragenèse postérieure.

Le métamorphisme rétrograde consiste en la transformation des minéraux cristallisés lors d'une phase intense de métamorphisme en d'autres minéraux, stables à des températures inférieures. Il se traduit principalement par la *pseudomorphose* des minéraux préexistants par des minéraux néoformés, c'est-à-dire leur remplacement par des minéraux nouveaux respectant leur forme extérieure. Les feldspaths potassiques, par exemple, sont remplacés par un agrégat très fin de lamelles de séricite; une altération analogue s'observe pour l'andalousite, le disthène et la sillimanite. La cordiérite se transforme en pinite, agrégat de chlorite et de séricite, la staurotide également. La biotite et les grenats se chloritisent; les pyroxènes s'ouralitisent, c'est-à-dire se transforment en amphiboles fibreuses; les amphiboles à leur tour se transforment en chlorite. De l'épidote et de la calcite se forment aux dépens des silicates calciques stables à plus haute température.

Généralement, la diminution des températures consécutive à toute phase métamorphique n'entraîne pas de réactions rétrogrades dans les roches et les associations minérales stables à hautes températures sont conservées, ce qui explique que l'on observe des roches, ayant cristallisé à de très hautes températures, non transformées, à la surface terrestre. Cela est dû à l'absence de fluides interstitiels, nécessaires à la formation des minéraux hydratés de basse température, lesquels ont été libérés et entraînés lors des phases antérieures de métamorphisme à haute température, et à la faible vitesse des réactions métamorphiques à basse température.

Le métamorphisme rétrograde peut être dû à une intrusion magmatique tardive, ayant lieu après la phase de métamorphisme principale, et accompagnée de fluides qui pénètrent les roches encaissantes et les réhydratent.

Il peut également se produire le long des fissures ou de plans de fragilité des roches dans lesquels circulent préférentiellement les fluides.

Certaines réactions rétrogrades peuvent cependant avoir lieu peu après que les phénomènes métamorphiques ont atteint leur intensité maximale, quand la température commence à diminuer et que les éléments chimiques ont encore une certaine mobilité. Aussi les effets du métamorphisme rétrograde sont-ils particulièrement évidents pour les roches métamorphiques de degré élevé, c'est-à-dire formées à hautes températures et pressions, comme les éclogites, les granulites, quelques gneiss et amphibolites.

Au cours d'un cycle orogénique se succèdent différentes phases tectoniques et métamorphiques, qui peuvent ne pas être simultanées. Il peut exister trois types de relations entre la cristallisation métamorphique des minéraux et la déformation due aux efforts tectoniques : un minéral peut être antérieur, contemporain ou postérieur à une phase tectonique. Une phase tectonique se traduit à l'échelle d'observation microscopique par différents phénomènes, tels que la rotation des cristaux, la déformation plastique des grains cristallins, la dissolution des parties des cristaux soumises aux pressions les plus fortes et leur recristallisation dans une direction privilégiée (principe de Riecke), l'apparition de macles mécaniques, etc.

Les *minéraux antétectoniques,* ayant cristallisé avant une phase tectonique, sont généralement déformés mécaniquement. Le *quartz,* par exemple, peut acquérir une extinction roulante; les macles des *plagioclases* ou de la *calcite* deviennent courbes. Les cristaux de micas, *biotite* et *muscovite,* peuvent présenter des plis, souvent de type kink-bands, de même que les *pyroxènes.* Les porphyroblastes de *staurotide,* de *disthène,* de *grenat,* etc., présentent des fractures et peuvent acquérir une forme lenticulaire. Il s'agit là, en général, de déformations ayant lieu à basses températures où les minéraux n'ont plus la faculté de recristalliser.

Les *minéraux syntectoniques,* qui cristallisent simultanément à une phase de déformation, sont plus difficiles à mettre en évidence. Un des critères les plus nets de cristallisation syntectonique est la présence de porphyroblastes d'*albite* ou de *grenat* contenant des inclusions en forme de spirale. Ces inclusions en forme de spirale sont dues à une rotation progressive du cristal durant son accroissement et à la torsion consécutive des surfaces d'inclusions originellement planes, par suite des mouvements différentiels de la roche dus aux pressions orientées. L'orientation des cristaux suivant une

direction privilégiée qui détermine une linéation minérale dans les roches est aussi un critère de cristallisation contemporaine d'une phase de déformation.

Les *minéraux post-tectoniques* se présentent généralement sous forme de porphyroblastes non altérés, contenant fréquemment des inclusions de minéraux plus anciens. Ils ne sont pas déformés et ne présentent pas d'orientation préférentielle. Les micas peuvent se disposer suivant des surfaces plissées antérieurement; cependant, contrairement aux micas antétectoniques, ils ne sont pas eux-mêmes déformés. Une telle disposition caractéristique d'une cristallisation post-tectonique, est dite en forme d'« arc polygonal ».

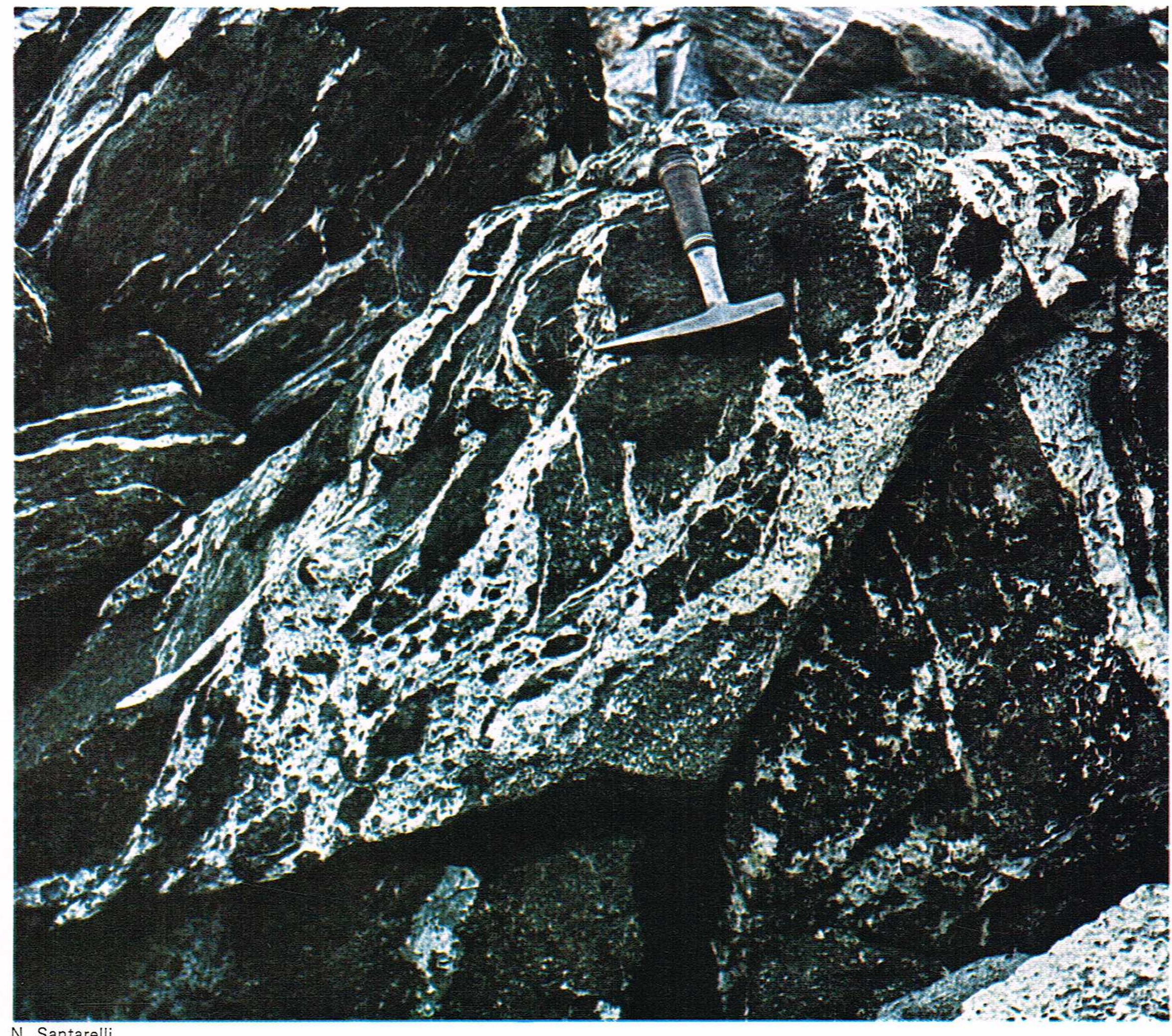
Quand une phase tectonique affecte une roche postérieurement à la phase principale de métamorphisme, les différents minéraux qui la composent ne réagissent pas de la même manière : celle-ci varie suivant leur faculté de recristalliser à basses températures. Certains minéraux comme le *quartz,* l'*albite,* les *micas* et la *chlorite* conservent la faculté de recristalliser même à basse température et présentent donc plus fréquemment des cristaux non déformés. Par sa faculté de recristalliser à de très basses températures en réponse à des déformations tectoniques, le quartz peut présenter une orientation cristallographique préférentielle différente de celle des autres minéraux de la roche, comme il est possible de le révéler par l'analyse structurale.

Les roches de l'ultramétamorphisme

L'ultramétamorphisme est un ensemble de phénomènes métamorphiques ayant lieu à des températures et des pressions très élevées et donne lieu à la formation de **migmatites.** Les migmatites, suivant la définition du géologue finlandais J.-J. Sederholm (1907), sont des roches hybrides, hétérogènes, composées de deux termes pétrographiques différents, intimement mêlés : une roche métamorphique à texture schisteuse plus ou moins prononcée et une roche ignée à structure granulaire, parfois pegmatitique, et à composition le plus souvent granitique. Ce groupe de roches est donc caractérisé par des textures particulières, déterminées par le mode d'association des deux termes lithologiques mais non par leurs compositions chimique et minéralogique, qui peuvent être très variables. Le terme de migmatites a été diversement interprété. Aujourd'hui encore, les opinions sur l'origine des migmatites restent divisées; cette question est étroitement liée au problème de la genèse des magmas granitiques.

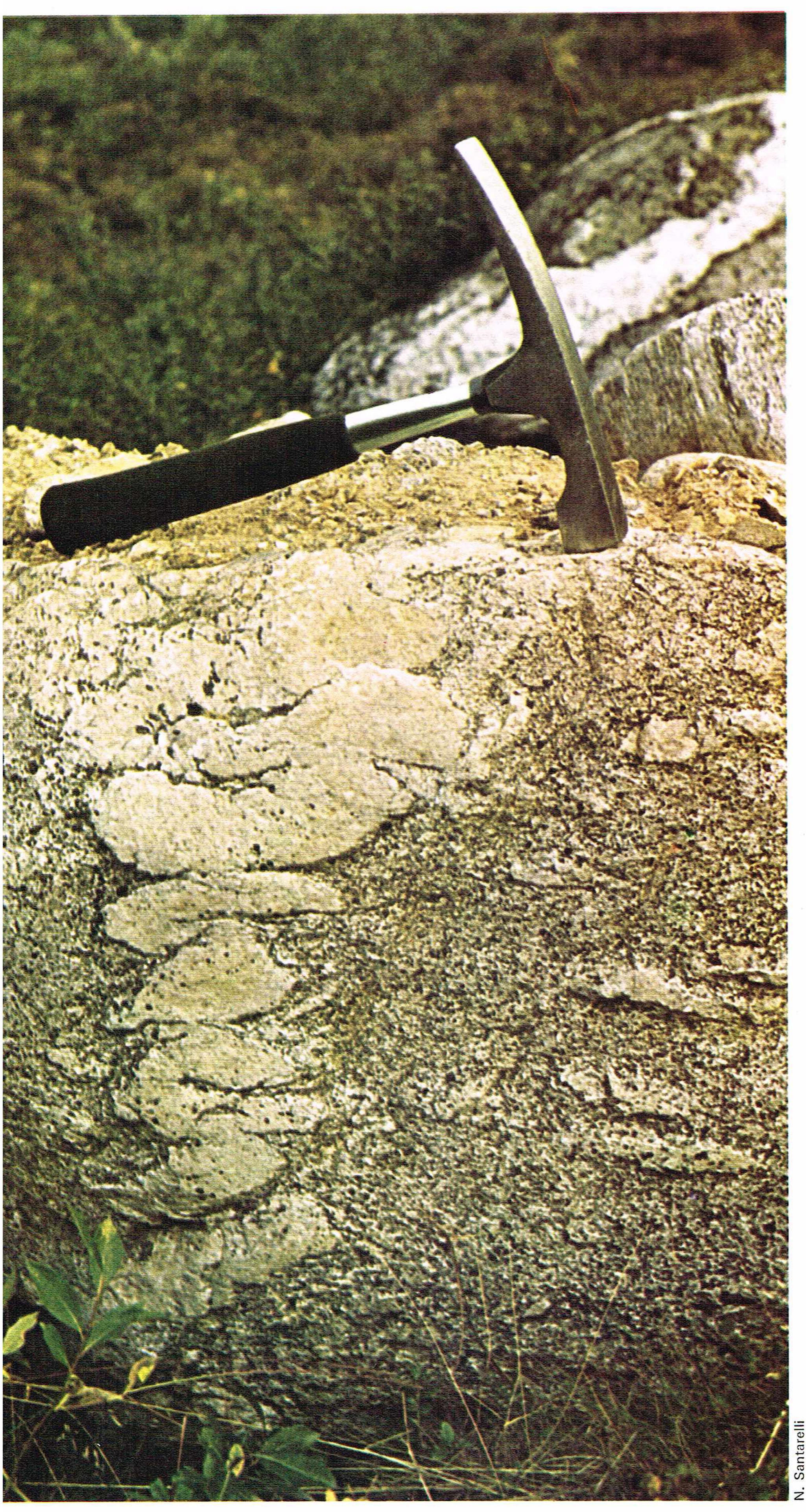
Selon les relations entre les deux termes lithologiques de la roche, on distingue différents types de migmatites.

— Un de ces types de migmatites est constitué par une roche métamorphique, à schistosité souvent mal développée comme une amphibolite, recoupée irrégulièrement dans toutes les directions par des veines de granitoïde d'épaisseur variable; les migmatites présentent ainsi un aspect bréchique et sont appelées **agmatites.** Certaines agmatites peuvent comporter des blocs de roche non métamorphique (ou de roche de métamorphisme de contact) de composition différente de celle du granitoïde (par exemple, d'autres roches ignées ou des roches d'origine sédimentaire), mais dans ce cas leur extension est limitée aux bordures des intrusions granitiques de type discordant, advenues dans des niveaux peu profonds de l'écorce terrestre. Les blocs de roches enveloppés dans le réseau constitué par les veines de granitoïde, qui se recoupent, montrent généralement des phénomènes clairs d'assimilation magmatique. Les agmatites peuvent également exister dans des complexes de migmatites à extension régionale, formées dans des zones profondes de l'écorce terrestre, où les roches ont été métamorphisées avant la migmatitisation. Dans ce cas, les agmatites sont relativement subordonnées par rapport aux autres types de migmatites et sont souvent formées de fragments d'amphibolites.



N. Santarelli

◀ ***Massif rocheux formé d'agmatites; ce sont des migmatites présentant un aspect bréchique.***



N. Santarelli

— Le groupe le plus important de migmatites, appelées parfois **gneiss rubanés,** ou **« lit-par-lit »,** comprend des roches où le terme métamorphique, de composition le plus souvent analogue à celle des gneiss communs à biotite ou à amphibole, disposé en lits millimétriques à centimétriques composés essentiellement de minéraux basiques (biotite, amphibole), alterne avec des lits quartzo-feldspathiques non schisteux. Les lits basiques comportent généralement du plagioclase calco-sodique, alors que les lits granitoïdes comportent du feldspath potassique. Il est parfois difficile de distinguer les gneiss rubanés migmatitiques des gneiss véritables. Les lits de la roche peuvent être plissotés, ou bien leur régularité peut être interrompue par la présence de porphyroblastes quartzo-feldspathiques qui donnent un aspect œillé à ces migmatites. Ces migmatites à extension régionale sont toujours associées à des roches du métamorphisme régional.

— Un troisième groupe de migmatites est constitué par les **nébulites :** ce sont des roches dans lesquelles les résidus de la roche préexistant à la migmatitisation, c'est-à-dire les niveaux basiques des gneiss rubanés ou les blocs des agmatites, se distinguent mal de la masse granitoïde prédominante et se présentent comme des concentrations de minéraux basiques, à contours vagues, très plissés, parfois encore alignés de telle manière qu'on peut reconnaître la schistosité des roches métamorphiques originelles, ou disposés en taches de forme arrondie s'ils proviennent de l'assimilation de blocs d'agmatites. Par intensification des phénomènes de migmatitisation, il peut se former un granite d'anatexie, à texture non homogène, présentant des traînées de couleur sombre et de grain cristallin souvent plus fin que le reste de la roche, constitué par un matériel granitoïde.

Le terme lithologique d'une migmatite qui préexistait à la formation de cette roche mixte, c'est-à-dire les niveaux schisteux à minéraux basiques des gneiss rubanés et les blocs caractéristiques des agmatites, en voie d'assimilation progressive par le composant granitoïde, prend le nom de *paléosoma;* la partie d'une migmatite à composition granitoïde et à structure granulaire est appelée *néosoma*.

Certaines migmatites sont constituées d'une roche métamorphique intéressée par deux, ou plus de deux, systèmes de filonnets de composition granitoïde, qui se sont formés successivement. L'examen de vastes affleurements de migmatites de ce type révèle qu'elles peuvent contenir des filons granitiques plus importants, lesquels auraient constitué les canaux d'apport du magma, à partir d'intrusions granitiques, affleurant ou non. Cependant il arrive souvent que ces filonnets ou les lits granitoïdes des migmatites ne soient en rapport avec aucun filon, ou bien soient reliés à des veines de granitoïde, à structure souvent pegmatitique, complètement isolées au sein de la roche migmatitique.

L'origine du matériel granitoïde des migmatites pose donc un problème très important.

Les filons et les veines de granitoïde observés fréquemment dans les migmatites n'ont généralement pas un parcours rectiligne, comme les filons intrusifs dans les autres roches, mais tortueux. Les filonnets les plus minces sont souvent finement replissés selon des plis caractéristiques, dits *plis ptygmatiques;* le filon conserve la même épaisseur sur ses flancs et dans les charnières des plis. Les plis ptygmatiques se forment probablement par suite de la plasticité de toute la masse rocheuse lors de la migmatitisation; des textures analogues peuvent être présentes dans d'autres roches métamorphiques, comme certaines granulites et quelques marbres. Dans de nombreuses migmatites, même les alternances régulières de lits granitoïdes et de lits à minéraux basiques sont finement replissées, toujours en raison de la plasticité atteinte par ces roches à plusieurs reprises dans des régions profondes de l'écorce terrestre, où l'augmentation de température dépasse le point de fusion de l'eutectique quartzo-feldspathique.

Du fait des caractéristiques des magmatites, à la fois métamorphiques et magmatiques, il existe trois types d'hypothèses concernant leur origine.

Selon J.-J. Sederholm, qui étudia les vastes affleurements de migmatites de la Finlande méridionale, le matériel granitoïde du néosoma provient en grande partie de l'extérieur de la roche métamorphique, plus précisé-



C. Dani

◀ *Section polie de roche migmatitique à texture rhéomorphique, incluant une grosse veine granitique.*

ment de zones plus profondes de l'écorce terrestre où existeraient des massifs granitiques de très grande dimension. Le granitoïde se serait mis en place dans les roches métamorphiques soit sous forme d'injection forcée dans ces roches de granite normal, soit sous forme d'un fluide métasomatisant que Sederholm appela *ichor* (du nom qui désignait dans la mythologie grecque le sang des dieux) ; ce fluide aurait imprégné les roches le long des fissures transversales ainsi que, à partir de celles-ci, le long des surfaces de schistosité. La nature de l'ichor serait celle d'une solution diluée de silice, d'alumine et d'alcalins dans de la vapeur d'eau à température très élevée, solution analogue aux fluides magmatiques à partir desquels, à des températures inférieures, cristallisent les pegmatites ; en effet, de nombreuses veines granitoïdes des migmatites ont un grain pegmatitique.

Suivant une autre théorie, développée par le géologue suisse C. Wegmann et par des géologues français, les migmatites se formeraient par métasomatisme, c'est-à-dire par apport de silice et d'alcalins et formation de feldspaths ; cet apport aurait lieu par suite de réactions métamorphiques se produisant à l'état solide, de préférence le long des surfaces de schistosité de la roche, où le mouvement des fluides métasomatisants ou la migration ionique sont plus faciles. Cette théorie n'est pas très différente du concept de l'ichor mais ne fait pas appel à la présence obligatoire de magma granitique profond. Selon ces auteurs, la texture œillée de nombreux gneiss rubanés confirmerait leur origine métasomatique. Cette texture, déterminée par la présence dans les niveaux de composition granitoïde de cristaux ou d'agrégats cristallins de feldspath de forme lenticulaire et de dimension supérieure à celle du grain moyen de la roche, serait due à la croissance des porphyroblastes en milieu solide.

En fait, il est parfois difficile d'établir si le composant granitoïde (néosoma) d'une migmatite s'est formé par métasomatisme ou par cristallisation d'un magma. L'hypothèse du métasomatisme se fonde sur les cas où des formations de roches métamorphiques de composition variée, différente de celle du granite (quartzites micacés, amphibolites, etc.), affleurant régionalement, prennent graduellement un aspect migmatitique avec développement toujours plus important du néosoma, jusqu'à perdre parfois leur identité propre et leur nature originelle, se confondant en une masse granitique. Cependant, dans de nombreux cas, les structures des veines et des lits granitoïdes des migmatites ainsi que les rapports complexes entre le paléosoma et le néosoma rendent plus probable l'hypothèse d'une cristallisation à partir d'un magma liquide.

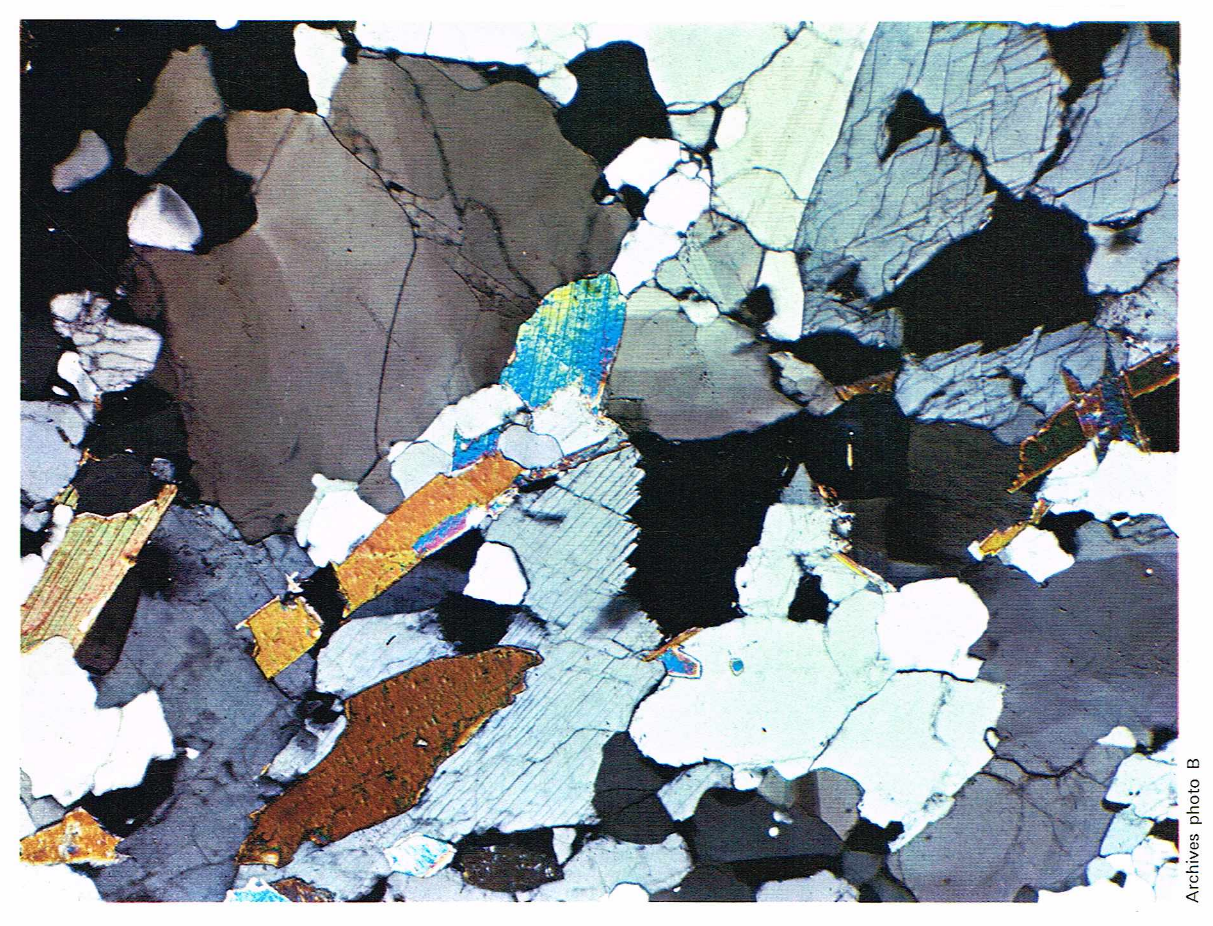
Quelle que soit la nature des substances qui constituent le néosoma (magma liquide, fluides granitiques à forte teneur en vapeur d'eau, ou ions migrant à travers les roches à l'état solide), il reste le problème de leur origine et de leur provenance.

Selon certains auteurs, le néosoma est le produit d'une fusion partielle, ou *anatexie,* des roches métamorphiques elles-mêmes. Pour souligner l'origine endogène de ce matériel granitoïde, P.-J. Holmquist (1921) proposa d'appeler « vénites » ce que Sederholm appelait « artérites ». Les partisans de l'hypothèse de la formation de la plupart des migmatites par des phénomènes d'anatexie admettent que les températures très élevées atteintes par les roches lors de la migmatitisation dans des zones profondes de l'écorce terrestre ont provoqué la fusion des niveaux quartzo-feldspathiques des roches gneissiques, formés par différenciation métamorphique, et ont donné lieu à la formation d'une substance fondue de composition granitoïde (quartz, orthose, albite), même si ces minéraux n'étaient pas présents dans la roche métamorphique initiale. Les substances proviennent de la fusion de certains minéraux (par exemple, la biotite) ou du passage à l'état liquide d'un des constituants de solutions solides comme les plagioclases. Le liquide granitoïde cristallise ultérieurement par refroidissement, sur place ou après migration dans des niveaux différents de la roche métamorphique. La fusion peut intéresser une fraction plus ou moins importante de la roche suivant sa composition minéralogique et la température atteinte (en fonction de la profondeur et du degré géothermique).

Des expériences de laboratoire, réalisées en France par Wyart et en Autriche par H. Winkler, montrent qu'effectivement, lors de la fusion partielle des roches à hautes températures, quelle que soit la roche initiale, on obtient une solution de composition granitoïde. La composition chimique du liquide fondu varie quelque peu suivant la nature de la roche initiale et la température de fusion. Par exemple, pour des argiles on obtient finalement une solution de composition aplitique ou granitique, alors que pour des grauwackes on obtient, à des températures d'ailleurs plus élevées, une solution de composition tonalitique. La température de fusion la plus basse est celle de l'eutectique du système quartz-orthose-albite : un mélange de ces trois minéraux dans des proportions presque égales fond déjà à des températures inférieures à 700 °C, s'il existe une quantité suffisante de vapeur d'eau maintenue à forte pression par la charge des roches sus-jacentes. Dans tous les cas, la solution est enrichie en quartz et en feldspath par rapport à la roche

◀ *Page ci-contre,* *un exemple de* **plis ptygmatiques** *dans un massif rocheux de Norvège ; ces plis se forment probablement par suite de la plasticité de toute la masse rocheuse lors de la migmatisation.*

▶ ***La texture cataclastique de ce granite se manifeste par l'extinction roulante des cristaux de quartz et le clivage marqué des feldspaths. Les cristaux aux couleurs vives sont du mica et particulièrement de la biotite (lame mince en nicols croisés).***



Archives photo B

originelle. Cela explique que le constituant magmatique des migmatites ait toujours une composition granitoïde, et souvent un grain pegmatitique par suite de la présence d'eau. Dans la roche originelle qui a échappé à la fusion, se concentrent les minéraux basiques et l'aluminium sous forme de sillimanite et de cordiérite. La présence de porphyroblastes quartzo-feldspathiques dans les migmatites à texture œillée peut s'interpréter comme le résultat d'une fusion partielle et d'une différenciation locale des roches.

Durant le processus de migmatitisation, les roches métamorphiques ont probablement, du fait de la présence de substances fondues ou de phénomènes de substitution métasomatique, une plasticité nettement supérieure à celle qui existe normalement dans la catazone. La présence d'un liquide d'anatexie en quantité limitée (soit qu'il s'en soit peu formé, soit qu'il ait été expulsé de la roche par des mouvements de compression tectonique) détermine la formation des textures rhéomorphiques (plis ptygmatiques, etc.). Pour des quantités plus importantes de liquide granitoïde, la plasticité de la masse donne lieu à un granite d'anatexie à composition non homogène et à texture nébulitique. Quand les roches sujettes à la migmatitisation sont des paragneiss (résultant du métamorphisme de roches sédimentaires détritiques), la quantité de liquide magmatique produite à une température donnée peut être très différente dans des bancs contigus de paragneiss, en raison de la différence de composition des roches sédimentaires originelles. Les roches métamorphiques qui restent solides lors de l'anatexie (quartzites, amphibolites, etc.), formant des bancs intercalés dans des paragneiss, répondent aux déformations tectoniques de manière rigide; elles se fracturent et sont englobées dans le magma provenant de l'anatexie des niveaux à composition plus sialique, ce qui expliquerait le mode de formation de certaines agmatites.

En France, il existe des migmatites dans le Massif central, en Montagne Noire, etc.

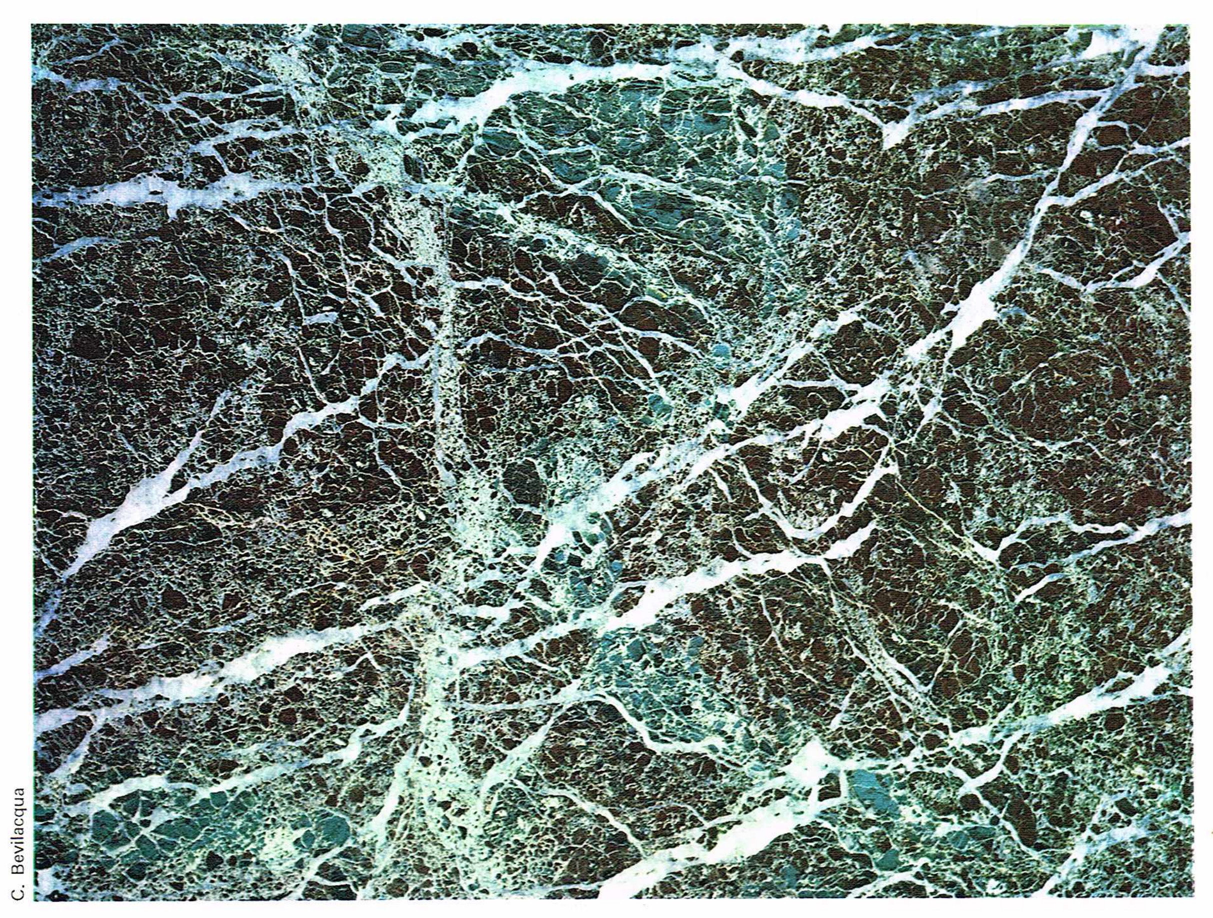
Les roches du métamorphisme dynamique

Le métamorphisme dynamique, ou métamorphisme cataclastique, regroupe les roches dont les structures et les textures ont subi un changement par suite de déformations de type essentiellement cataclastique, c'est-à-dire produites par un écrasement mécanique de certains ou de tous les minéraux qui les composent. Aux déformations mécaniques peuvent se superposer des réactions métamorphiques, le plus souvent de type rétrograde, conduisant à la formation de nouveaux minéraux, lesquels s'orientent en relation avec les efforts de cisaillement auxquels les roches sont soumises; cependant, les minéraux déformés de manière cataclastique et appartenant à l'association minérale originelle de la roche persistent.

Le métamorphisme dynamique est un phénomène généralement localisé le long des contacts tectoniques, failles, chevauchements, etc., dans les niveaux superficiels de la croûte terrestre.

La texture cataclastique est bien visible au microscope, surtout dans les roches grenues comme les granites, les gabbros et les marbres. Elle se manifeste de différentes manières : les minéraux maclés, comme les plagioclases, montrent des macles plissées ou fracturées, alors que la calcite peut acquérir des macles mécaniques supplémentaires; les réseaux des autres minéraux se déforment par glissement le long de certaines surfaces d'orientation déterminée ou irrégulière. Les minéraux qui ne possèdent pas dans leur réseau de surfaces de moindre cohésion, le long desquelles peuvent s'effectuer de petits déplacements, et qui sont donc privés de clivage net, comme le quartz, montrent le résultat de déformations diffuses du réseau cristallin, visibles au microscope polarisant sous forme d'extinction roulante. Les petits déplacements de l'assemblage cristallin de la roche provoquent la torsion des minéraux micacés lamellaires entre lesquels les cristaux des autres minéraux tendent à s'insérer.

Les roches qui présentent ces caractéristiques peuvent être le produit de phénomènes purement magmatiques, c'est-à-dire de déformations ayant lieu lors d'une phase tardive de consolidation d'une roche magmatique intrusive, par suite de changements de volume et d'un lent mouvement de la masse magmatique déjà presque complètement cristallisée. Ces textures cataclastiques primaires, ou protocataclastiques, sont fréquentes, spécialement sur les bordures des massifs intrusifs.



C. Bevilacqua

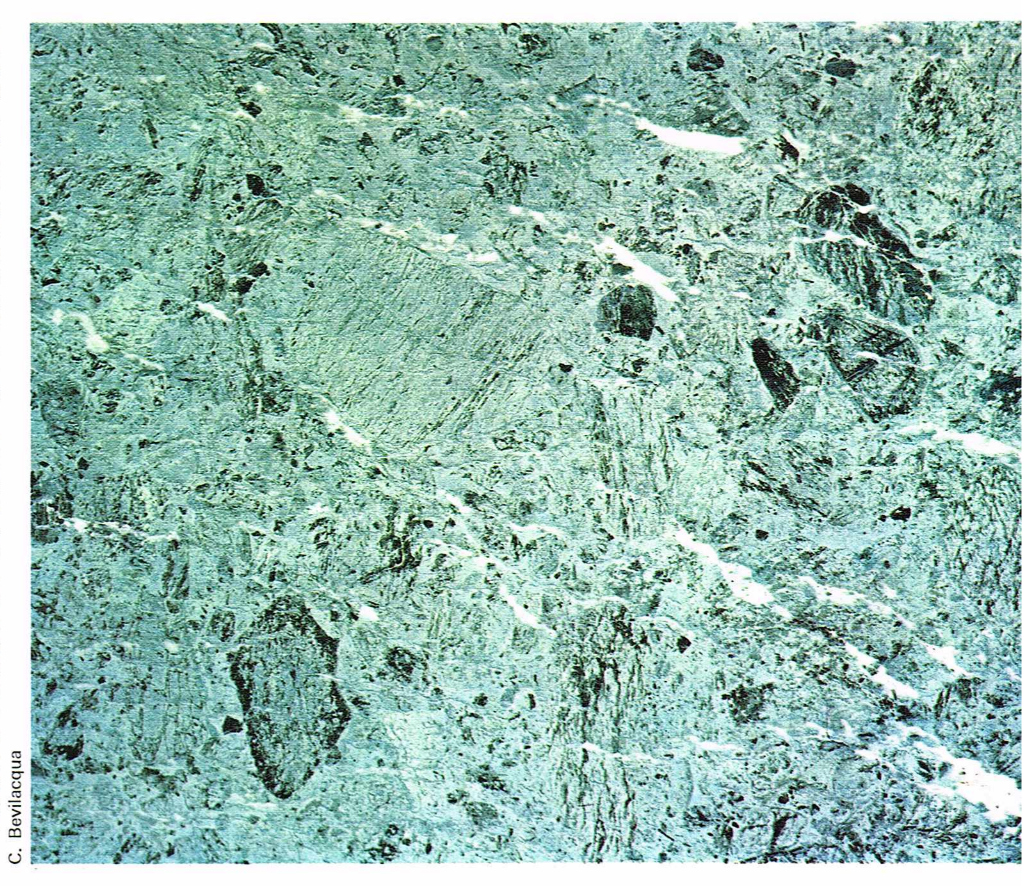
Une déformation encore plus intense produit l'émiettement des bords des cristaux, dû à de petits glissements réciproques. Les cristaux sont alors entourés d'une enveloppe de petits cristaux du même minéral, et prennent une forme arrondie ou lenticulaire tandis que leurs dimensions diminuent.

On distingue différents types de roches à texture cataclastique suivant le degré d'écrasement des roches.

Les **brèches tectoniques,** d'aspect souvent analogue à celui des brèches sédimentaires, sont parfois difficiles à distinguer de celles-ci ; leur origine est très différente. Les efforts tangentiels exercés sur des roches telles que les serpentinites, les calcaires, etc., peuvent provoquer, là où le mouvement différentiel de deux parties contiguës de la roche est plus intense, une rupture en fragments anguleux de dimensions très variables. Ce phénomène a lieu surtout si la déformation des roches advient à des profondeurs très faibles ; en effet, à des profondeurs plus grandes, et donc à des températures et des pressions lithostatiques plus fortes, certaines roches (et surtout les calcaires) tendent à se déformer de manière plastique, à travers des phases continues de dissolution et de cristallisation des minéraux qui les composent, ou à travers des réactions métamorphiques.

Les brèches tectoniques sont donc formées de fragments anguleux, constitués le plus souvent d'un seul type de roche et dont la structure originelle n'est pas modifiée, inclus dans une matrice fine résultant du broyage de la roche ; parfois, les fragments peuvent être joints par un ciment à grain grossier, de la calcite par exemple. Dans d'autres types de brèches tectoniques, les fragments sont plus ou moins arrondis, soit par suite d'un frottement réciproque, soit parce que la fracturation de la roche s'est réalisée suivant des surfaces ondulées et subparallèles qui ont isolé des fragments en forme de lentilles. Les brèches tectoniques ont une extension latérale limitée aux bordures des failles : elles sont particulièrement difficiles à distinguer des conglomérats sédimentaires quand elles sont concordantes avec la stratification, c'est-à-dire dans le cas de failles parallèles à la stratification ou de surfaces de chevauchement tectonique dans des régions où les strates sont horizontales.

▲▼ *Ci-dessus et ci-dessous, deux sections polies de serpentinite montrant une texture* bréchique *d'origine tectonique :*
en haut, les fragments sont anguleux et de tailles variables ;
en bas, ils sont plus ou moins arrondis en forme de lentilles.
Ce phénomène est dû aux efforts tangentiels exercés sur les roches.



C. Bevilacqua

Pour une déformation mécanique plus intense mais où la roche cataclastique conserve encore sa structure originelle, on parle de **cataclasites** (d'un mot grec qui signifie rompre). Les cataclasites formées à partir de roches monominérales à texture granoblastique, comme les quartzites et les marbres, sont constituées de cristaux de forme arrondie ou aplatie, inclus dans une matrice à grain très fin et composée du même minéral. La matrice est parfois recristallisée, formant un ciment microgrenu ; elle peut également présenter une texture fluidale marquée par des surfaces de différentes couleurs, produites par l'émiettement d'un minéral accessoire quelconque et se moulant plastiquement autour des cristaux plus grossiers. Au contraire, dans les roches grenues polyminérales, comme la plupart des roches ignées et les grès, une déformation de ce type provoque des réactions métamorphiques entre les différents minéraux. Ces réactions sont favorisées par les déformations du réseau cristallin des minéraux et par l'augmentation de température due à la friction entre les grains cristallins. Cependant, ce dernier facteur a généralement peu d'importance, sauf quand le mouvement différentiel de la roche a été concentré le long d'une seule surface de glissement ; dans ce cas, on peut avoir une fusion locale de la roche, produite par la chaleur due à la friction. Si, au contraire, la déformation cataclastique intéresse de grands volumes de roches, les déplacements sur les bords des cristaux sont peu importants et la chaleur due à la friction est peu élevée. D'autre part, les cataclasites se forment à la suite de déformations tectoniques à faible profondeur (quelques kilomètres), et la température due au degré géothermique est également peu élevée. Les zones de roches triturées lors du métamorphisme dynamique peuvent constituer des voies de passage pour les fluides pneumatolytiques ou hydrothermaux, qui produisent une augmentation de température dans les roches avoisinantes et provoquent des réactions métamorphiques ou métasomatiques, souvent de type rétrograde.

Ces minéraux produits par les réactions métamorphiques qui accompagnent le métamorphisme dynamique sont stables à faible température. A partir des feldspaths des roches magmatiques et des silicates d'alumine (sillimanite, cordiérite) de certaines roches métamorphiques, il se forme de la muscovite, sous forme d'un feutrage microcristallin de lamelles de séricite orientées dans la direction du mouvement différentiel de la roche et qui tendent à faciliter ce mouvement. Au microscope, il est souvent possible d'observer autour des cristaux de feldspath soumis à une granulation cataclastique une enveloppe séricitique. A partir des minéraux basiques (amphiboles, pyroxènes), dans des conditions semblables, il se forme de la chlorite, également de forme lamellaire et disposée de manière à aider le mouvement différentiel des éléments de la roche. Ces réactions métamorphiques



▶ ***La Montagne Noire est une des régions de France où l'on trouve des* migmatites, *roches caractéristiques de* l'ultramétamorphisme.**

rétrogrades sont facilitées par le mouvement différentiel des minéraux de la roche. Celui-ci provoque, en premier lieu, leur granulation, accompagnée d'une augmentation consécutive des surfaces exposées aux réactions, lesquelles ont lieu grâce aux fluides (eau) présents en faible quantité dans les interstices intercristallins. En second lieu, la pression différentielle appliquée à la surface de chaque cristal, par suite de la pression tangentielle à laquelle est soumise la roche, augmente la solubilité des minéraux et facilite elle aussi les réactions métamorphiques.

La déformation cataclastique des roches ignées effusives et pyroclastiques, composées en grande partie de verre volcanique ou d'un agrégat microcristallin de minéraux, provoque des réactions métamorphiques dans la matrice, alors que les phénocristaux éventuellement présents demeurent plus longtemps inaltérés. Les porphyres quartzifères et les roches analogues se transforment en schistes séricitiques, roches grisâtres à texture schisteuse, composées essentiellement de séricite (muscovite microcristalline) et de quartz; des phénocristaux de quartz et de feldspath épargnés par la séricitisation se détachent sur ce fond microcristallin. Cependant, quand ces roches s'étendent sur de grandes régions et non seulement près de surfaces de mouvements tectoniques, elles sont le produit d'un métamorphisme régional ayant eu lieu à faible profondeur, analogue à celui qui produit les phyllades, dont les schistes séricitiques sont proches par leur aspect.

Les roches basiques soumises à un métamorphisme dynamique se transforment en schistes chloriteux, qui se différencient de ceux produits par le métamorphisme régional par leur localisation et certaines caractéristiques de leur structure telles que la présence de plages reliques de la roche originelle.

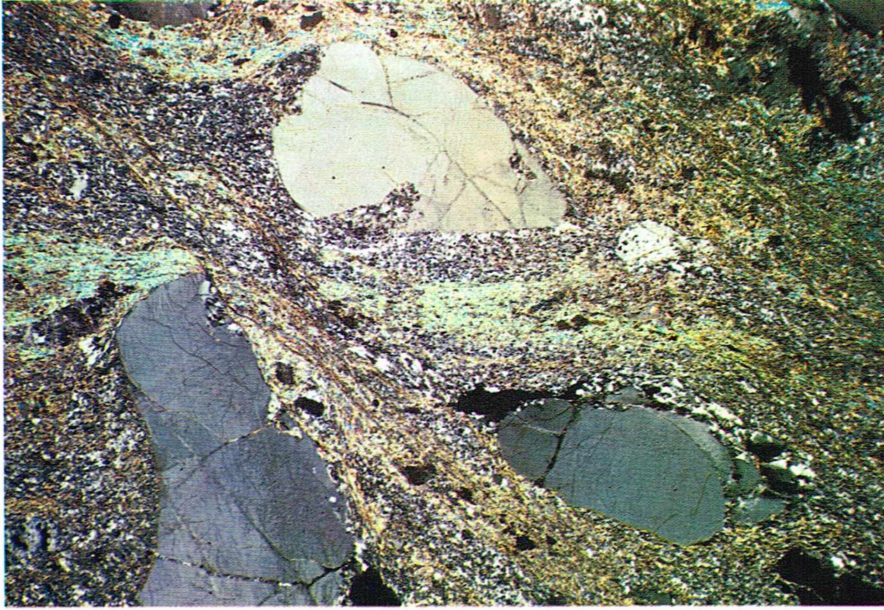
La serpentinisation de l'olivine, l'ouralitisation des pyroxènes, la chloritisation des amphiboles peuvent être produites par un métamorphisme dynamique de degré modéré.

Le terme de **mylonites** s'applique à des roches qui ont subi les effets les plus intenses du métamorphisme dynamique et ont acquis une texture très différente de la texture initiale. Dans les mylonites proprement dites prédomine une masse cristalline à grain très fin, d'aspect semblable à certains verres volcaniques mais constituée par les minéraux originels de la roche, très finement broyés. Le fond présente une texture fluidale soulignée par des bandes parallèles à la schistosité, produites par la trituration des cristaux. Dans ce fond prédominant sont inclus des reliques lentiformes des cristaux qui n'ont pas été complètement écrasés lors de la déformation de la roche, ou des agrégats polycristallins lentiformes qui conservent encore la composition minéralogique et la structure de la roche initiale et autour desquels se

▼ *Ci-dessous, calcarénite* ***quartzeuse à texture cataclastique :*** *les grains de calcite sont presque tous recristallisés en cristaux aplatis horizontalement et disposés suivant une direction préférentielle à côté de gros grains de quartz. Ces derniers conservent leur forme d'origine mais sont coupés de fractures verticales remplies de calcite (lame mince en nicols croisés).*
En bas, une **mylonite** *: le métamorphisme dynamique, agissant sur cette roche ignimbritique, a entraîné la formation de bandes séricitiques suivant les surfaces de mouvement et la recristallisation de la masse de fond originellement vitreuse ou microcristalline. Les cristaux plus gros de quartz ont résisté au métamorphisme (lame mince en nicols croisés).*


J.-L. Patel - Pitch


Archives photo B


Archives photo B

moulent les bandes de différentes couleurs de la roche mylonitique. A la limite, la roche est constituée uniquement par une masse cryptocristalline à texture analogue à une foliation, due à l'alternance de bandes de couleurs variées.

Les mylonites sont des roches relativement compactes et irrégulièrement fissiles. Leur compacité est produite par la pression élevée existant durant le phénomène de mylonitisation et par une réduction consécutive des pores ainsi que des interstices intercristallins de la roche. Les cataclasites, au contraire, sont des roches souvent friables et incohérentes. La faible porosité des mylonites peut expliquer le faible développement des réactions métamorphiques entre les minéraux qui les composent, malgré la finesse du grain cristallin, par suite du manque de phases fluides et de leur mouvement limité au cours du métamorphisme.

Les **ultramylonites** sont des roches très compactes et très dures, d'aspect semblable aux silex mais non stratifiées et généralement homogènes ou avec une texture foliée moins évidente que celle des mylonites. Elles sont le produit d'un broyage mécanique extrême de roches de nature quelconque, mais surtout de celles qui montrent un comportement fragile durant les déformations (quartzites, silex, granites, etc.) ; elles se rencontrent, comme les mylonites, au voisinage de surfaces de mouvement tectonique importantes. Certaines ultramylonites ont été injectées plastiquement, comme un magma, dans les roches encaissantes (mylonites intrusives) ; durant les mouvements tectoniques auxquels est due leur genèse, elles se sont comportées comme un lubrifiant entre les masses rocheuses en mouvement.

Les roches métasomatiques

Le métasomatisme est un phénomène d'altération ou de transformation des roches qui implique leur enrichissement en certaines substances apportées de l'extérieur ; cet enrichissement peut être accompagné d'une perte de plusieurs autres substances présentes initialement dans les roches. Ces échanges d'éléments se produisent grâce à la présence d'une phase fluide, gazeuse ou liquide, qui imprègne les roches. Durant ces phénomènes, qui aboutissent à un changement des compositions minéralogique et chimique des roches ainsi qu'à la substitution partielle ou complète d'une roche par une autre, la dissolution et la recristallisation des éléments ont lieu presque simultanément, de telle manière que les roches conservent toujours l'état solide.

Par le passé, certains auteurs ont soutenu que le métasomatisme jouait un rôle fondamental dans la genèse de roches métamorphiques comme les gneiss, les migmatites, les schistes à glaucophane, etc. Actuellement, à la suite de la mise en évidence des lois de la métasomatose par D. S. Korjinskyi, on considère généralement que les métamorphismes régional et thermique sont essentiellement des phénomènes isochimiques au cours desquels la composition chimique globale des roches ne change pas, et que le métasomatisme n'est important que localement. Il est vrai que même lors du métamorphisme isochimique des roches certains échanges d'éléments se produisent, mais à une échelle très limitée, millimétrique, au contact entre deux cristaux, par diffusion à travers les cristaux à l'état solide. De plus, lors du métamorphisme isochimique, des quantités limitées d'eau et de gaz carbonique peuvent être introduites dans les roches et entrer dans la composition de certains minéraux de basse température, ou bien ces substances peuvent être expulsées des roches au cours d'un métamorphisme de haute température ; cependant, ces échanges d'éléments volatils ne sont généralement pas considérés comme des phénomènes métasomatiques.

Par contre, durant le métasomatisme, les échanges se produisent entre une roche et une solution, ou entre deux roches de compositions différentes, et affectent des couches ou des masses rocheuses d'extension beaucoup plus grande. Les changements métasomatiques impliquent un mouvement de matière sur des distances assez considérables, rendu possible grâce à des fluides circulant à travers les roches. Ces fluides proviennent généralement d'intrusions magmatiques voisines ; les substances métasomatisantes sont contenues en solution dans l'eau *(métasomatisme hydrothermal)*, ou forment une phase gazeuse complexe avec la vapeur d'eau à température supérieure à la température critique de l'eau *(métasomatisme pneumatolytique)*.

Le terme d'*autométasomatisme* désigne les changements de compositions minéralogique et chimique des roches magmatiques, produits par des fluides provenant du réservoir magmatique lui-même dans lequel est contenue ou duquel est issue la masse rocheuse à peine consolidée et se trouvant encore à une température élevée ; il s'agit donc des derniers résidus fluides du magma, constitués essentiellement d'eau. Des phénomènes autométasomatiques peuvent également se produire dans les roches volcaniques sous l'influence de fumerolles (propylitisation : transformation des minéraux basiques originels des basaltes en chlorite, épidote, calcite, etc.). Les phénomènes autométasomatiques affectent des masses rocheuses très importantes, atteignant un ou plusieurs kilomètres, alors que les phénomènes métasomatiques proprement dits sont limités à quelques dizaines de mètres. Les phénomènes autométasomatiques les plus importants sont la *serpentinisation* des péridotites, la *kaolinisation* et la *tourmalinisation* de certaines roches granitiques.

Les roches métasomatiques sont fréquemment associées aux roches du métamorphisme thermique isochimique. On les distingue parfois difficilement de celles-ci et la détermination de leur origine demande des analyses minéralogiques et chimiques approfondies. Cependant, elles s'en différencient par certains caractères, en particulier par leur composition minéralogique qui ne comporte fréquemment qu'une ou deux espèces minérales seulement, et par la distribution zonée des associations minérales que l'on y observe.

La forme, la dimension et la disposition des corps de roches métasomatiques dépendent en grande partie de la structure géologique et tectonique de la région (fractures, failles, etc.). A la différence des roches du métamorphisme thermique, même si elles se sont formées au contact avec une roche intrusive, elles ne forment pas une auréole continue autour des massifs intrusifs, mais affleurent en corps irréguliers et discontinus et peuvent exister loin du contact lui-même.

Le remplacement métasomatique se produit généralement sans changement de volume de la roche affectée, et l'espace nécessaire à la précipitation d'un nouveau minéral est proportionné par la dissolution simultanée d'un minéral substitué (loi des volumes constants de W. Lindgren, 1933). Ce phénomène est montré, en particulier, par la conservation des contours des cristaux de pyroxène et d'olivine dans les serpentinites, de la structure ophitique des diabases après leur remplacement par des minéraux kaoliniques, etc.

Dans le cas du métamorphisme isochimique (de contact ou régional), c'est-à-dire d'un système fermé, la proportion finale de chacun des constituants est égale à sa proportion initiale dans la roche, excepté pour les constituants volatils tels que l'eau et le gaz carbonique. Dans ce cas, la règle des phases permet de déterminer combien de minéraux différents se formeront lors des réactions chimiques si l'on connaît le nombre de constituants indépendants et le nombre de conditions physiques susceptibles de varier sans que les produits des réactions changent : le nombre de minéraux produits lors des réactions métamorphiques est égal au nombre de constituants indépendants prenant part aux réactions.

Au contraire, dans le cas des roches métasomatiques, un ou plusieurs constituants peuvent être échangés avec l'extérieur de la roche : il s'agit là d'un système ouvert ou partiellement ouvert. D. S. Korjinskyi (1959) a montré qu'il est possible d'appliquer la règle des phases à ces roches et de connaître le nombre de minéraux résultant des réactions métamorphiques, à condition de ne considérer comme *constituants indépendants* que les constituants dont la proportion finale est égale à la proportion initiale (constituants dits inertes). Par opposition, on appelle *constituants mobiles* ceux qui sont échangés avec l'extérieur de la roche par suite des différences de potentiel chimique existant entre deux roches contiguës ou entre une roche et une solution chimiquement incompatibles, à température et pression déterminées. L'échange tend à égaliser les potentiels chimiques des différents constituants des deux milieux.



◀ **Skarn** *à hédenbergite fibro-radiée provenant de Cap Calamita (île d'Elbe).*

S. Boroli

La proportion finale d'un constituant mobile dans une roche métasomatisée n'est pas fonction de sa proportion initiale dans la roche, mais de l'activité chimique du constituant dans le milieu adjacent. Pour chaque constituant mobile, le système a un degré de liberté supplémentaire, qui est la concentration variable de ce constituant. Pour un seul constituant mobile, la variance est donc égale à 3 (pression, température et concentration du constituant mobile), et le nombre de minéraux produits au cours des réactions est égal au nombre de constituants total moins un. Pour deux constituants mobiles, la variance est égale à 4, et le nombre des phases est égal au nombre de constituants total moins deux. D'où l'on déduit que, dans le cas d'un système ouvert, le nombre des phases produites au cours des réactions est égal au nombre total de constituants moins le nombre de constituants mobiles, c'est-à-dire que le nombre de phases est égal au nombre de constituants inertes.

Ce qui précède explique pourquoi les roches métasomatiques sont généralement constituées par des associations mono- ou biminérales, même si dans la composition des minéraux qui les constituent il entre un plus grand nombre de constituants. Par exemple, Korjinskyi a observé dans des roches métasomatiques de Sibérie la présence de seulement trois minéraux ou phases : diopside-phlogopite-scapolite, ou scapolite-phlogopite-spinelle, ou encore diopside-scapolite-orthose, alors que la composition de ces minéraux fait intervenir un nombre plus grand de constituants : les oxydes de magnésium, de calcium, de potassium, de sodium, de fer bivalent, l'anhydride sulfurique, l'eau et le gaz carbonique. Seuls trois de ces constituants sont demeurés inertes lors des réactions métamorphiques.

De plus, les différents constituants ont des mobilités, ou vitesses de dissolution, diverses. Par exemple, le fer est dissous beaucoup plus facilement que la silice : cela conduit à la formation de différentes zones, caractérisées par des compositions minéralogiques différentes, chaque zone possédant un nombre déterminé de constituants mobiles et inertes durant le métasomatisme. Le passage d'un constituant de l'état inerte à l'état mobile, dû à la différence de concentration de ce constituant dans les deux milieux adjacents, détermine un changement de variance du système et par conséquent un changement du nombre de phases, c'est-à-dire la dissolution d'un minéral. Il se forme des zones de compositions minéralogiques différentes, dont les limites brusques correspondent au passage d'un constituant de l'état inerte à l'état mobile ou *vice versa*.

On peut distinguer, suivant leurs modes de formation, deux types de roches métasomatiques : celles qui se forment au contact entre deux roches de compositions minéralogique et chimique incompatibles dans certaines conditions de températures et de pressions, et celles qui se forment entre une roche et une solution s'infiltrant à travers les pores de cette roche.

Dans le premier cas, les éléments échangés entre les roches proviennent des roches elles-mêmes et migrent par *diffusion ionique* à travers la phase fluide interstitielle immobile, de manière à réaliser l'égalisation de leur potentiel chimique dans les deux roches. C'est ainsi que se forment, par exemple, les *skarns* dits *de réaction* entre un marbre et un granite.

Dans le second cas, une solution, provenant fréquemment de masses magmatiques voisines, *s'infiltre* à travers les fissures et les pores de la roche ; il se produit des réactions entre la solution et la roche pénétrée, qui sont en déséquilibre chimique. Les roches métasomatiques ainsi formées ont une composition très différente des roches encaissantes dont elles proviennent ; des éléments très variés sont apportés aux roches par les solutions. C'est le cas, par exemple, des *greisens*.

Les **skarns de réaction** sont les plus typiques parmi les roches métasomatiques formées par diffusion. Ce sont des roches massives, à grain grossier, de couleur vert sombre ou vert-jaune, présentant parfois une succession de bandes à tendance mono- ou biminérale, à grenat, à diopside, à wollastonite, etc. Ils se forment au contact entre une roche calcaire (marbre, marbre dolomitique, etc.) et une roche magmatique, généralement acide (granite, granodiorite), ou plus rarement gabbroïque ou ultrabasique. La roche calcaire est riche en calcium et en magnésium, alors que la roche granitique est riche en fer, en aluminium et en silice. Dans certaines conditions de température et de pression, les associations minérales de ces deux roches sont incompatibles et certains constituants sont échangés entre les deux roches. La roche calcaire est enrichie en

▶ Un exemple du mode de formation des roches métasomatiques *par infiltration : à partir de la fracture visible en bas, les fluides pneumatolytiques ont provoqué la substitution à une roche porphyritique de calcite et de tourmaline (fortement colorée) [lame mince en nicols croisés].*



C. Bevilacqua

silice, en alumine et en fer, alors que la roche granitique est enrichie en calcium et en magnésium. Les différents constituants migrent indépendamment à travers la phase fluide immobile et entrent en réaction avec les minéraux de la roche substituée. En raison de la mobilité différentielle des différents constituants, il se forme une succession de zones, à tendance mono- ou biminérale, dont les limites correspondent à des réactions chimiques, correspondant elles-mêmes au passage de l'état mobile à l'état inerte d'un des constituants et par conséquent, suivant la règle des phases, à la cristallisation d'un minéral. A l'intérieur d'une même zone, les minéraux à composition variable (séries isomorphes) changent graduellement de composition par suite de la variation progressive des concentrations des différents constituants dans la phase fluide.

On donne parfois le nom d'*endoskarn* au skarn qui résulte de la transformation de la roche granitique, et celui d'*exoskarn* au skarn résultant de la transformation de la roche calcaire. Certains skarns se forment également par infiltration. L'épaisseur des roches de ce type, formées par diffusion, atteint rarement plusieurs mètres.

Un exemple du second mode de formation des roches métasomatiques, par infiltration, est fourni par les **greisens.** Ceux-ci proviennent de la transformation métasomatique à haute température, pneumatolytique ou hydrothermale, de roches intrusives acides (granites) et plus rarement de roches quartzo-feldspathiques comme les gneiss. Ce sont des roches à grain moyen, leucocrates, composées de quartz (qui peut constituer plus de 50 % de la roche, parfois même 90 %) et de muscovite. Les greisens peuvent en outre contenir de la fluorine, de la topaze, de la tourmaline, du béryl, de la wolframite, de la mobybdénite, de la cassitérite, etc. Ils apparaissent en association avec les intrusions magmatiques de profondeur moyenne et se forment dans les parties apicales des corps intrusifs ou dans des fractures. Leur épaisseur varie de quelques centimètres à une trentaine de mètres.

A partir de fractures le long desquelles circulent des solutions postmagmatiques, celles-ci pénètrent dans la roche granitique adjacente, qui subit une transformation. Ces solutions sont saturées en silice, en eau et en gaz carbonique et contiennent des éléments minéralisateurs tels que le lithium, le bore, le fluor, etc. La roche grani-

tique contient de la silice en excès, de l'alumine et de la potasse. Il existe donc un déséquilibre chimique entre la solution métasomatisante et la roche, et il se produit des réactions entre les minéraux de la roche et la solution.

Près de la fracture, source des solutions métasomatisantes qui percolent à travers la roche, la silice, qui est en excès dans les deux milieux, ne peut être dissoute et précipite comme constituant inerte sous forme de quartz. Par contre, l'alumine et la potasse sont dissoutes par la solution et passent à l'état mobile, de manière à réaliser un équilibre des potentiels chimiques de ces constituants dans la roche et dans la solution. La solution change donc de composition en même temps que la roche granitique, dont les minéraux contenant de la potasse et de l'alumine sont détruits (biotite, orthose) et à la place de laquelle se forme un filon de quartz, monominéral.

Dans une zone plus éloignée de la fracture, le long de la direction d'infiltration de la solution métasomatisante dans la roche, l'alumine devient inerte à son tour, mais la potasse reste mobile. Dans ces conditions, l'orthose n'est pas stable et se transforme en muscovite et quartz : il se forme un greisen typique.

Dans une zone encore plus éloignée de la source de la solution, la potasse devient à son tour inerte ; seuls restent mobiles l'eau et le gaz carbonique ; mais, dans ces conditions, l'orthose est stable et la roche granitique initiale n'est plus transformée. Ainsi se forment différentes zones de compositions minéralogiques différentes, souvent mono- ou biminérales, dont les limites correspondent chacune à la dissolution ou au dépôt d'un minéral, par suite de la mobilité différentielle des constituants. Les réactions chimiques ne se produisent qu'à la limite des zones et, de part et d'autre de cette limite, la solution est en équilibre avec la composition des zones respectives.

La greisenisation est accompagnée de la perte de certains constituants, comme le sodium, le calcium et en partie le fer et le magnésium. D'autres éléments sont apportés aux roches : par exemple, le fluor, le chlore, le bore, etc., qui donnent naissance à la fluorine, à la topaze, etc. Certains minéraux peuvent précipiter directement à partir de la solution, sans être le produit de réactions entre la solution et les minéraux de la roche granitique. C'est le cas, en particulier, de nombreux minéraux métallifères, souvent associés aux roches métasomatiques formées par infiltration. L'enrichissement des greisens en quartz n'est pas dû à un apport de silice, mais à la libération de la silice lors de la destruction du feldspath potassique et à son dépôt sur place.

De nombreuses autres roches métasomatiques se forment, comme les greisens, par infiltration de solutions qui apportent des éléments très variés aux roches. Ces éléments sont souvent des métaux, et un grand nombre de gisements miniers sont liés génétiquement à des phénomènes de substitution métasomatique. Suivant les éléments apportés aux roches, on distingue différents types de roches métasomatiques.

Le *métasomatisme alcalin* se produit souvent dans les roches encaissant des intrusions magmatiques de compositions variées, non nécessairement riches en alcalins. En fait, on a observé que le métasomatisme conduit souvent à l'introduction, dans les roches encaissantes, d'éléments contenus en quantités mineures dans le magma. Les silicates et les carbonates alcalins ont une solubilité élevée dans l'eau et forment avec celle-ci des fluides complexes, généralement à l'état de vapeur supercritique, qui provoquent de nombreux phénomènes d'autométasomatisme dans les roches ignées (albitisation des feldspaths potassiques, surtout dans les pegmatites ; formation de certains types de spilites et de kératophyres, etc.).

L'introduction d'alcalins dans des roches de compositions variées est à la base de la théorie de l'origine métasomatique du granite. On observe, en effet, à petite échelle, la formation de porphyroblastes de feldspath dans les roches proches d'un contact magmatique intrusif. L'apport métasomatique d'alcalins dans les roches granitiques et gneissiques provoque leur transformation en *fénites,* par disparition du quartz, qui se combine avec les substances introduites pour former des feldspaths alcalins. Ce sont des roches composées essentiellement de feldspath alcalin et d'un peu d'ægyrine. Parmi les phénomènes de granitisation, encore aujourd'hui diversement interprétés, le métasomatisme sodique produit ses effets les plus évidents dans la formation des *adinoles ;* ces roches, originellement argileuses, riches en alumine, sont transformées en roches constituées essentiellement d'albite et de quartz. L'albite se forme par réaction entre les solutions métasomatisantes sodiques et les minéraux aluminifères comme les micas, les chlorites, et d'autres minéraux des argiles : la roche résultante présente une structure granoblastique et conserve souvent encore des reliques de la stratification de la roche argileuse originelle. Si l'albite ne s'est formée qu'en quelques endroits de la roche, celle-ci montre une texture semblable à celle des schistes tachetés.

Le *métasomatisme sodique,* comme les autres types de métasomatisme, affecte généralement des roches déjà soumises auparavant à un métamorphisme thermique ; en effet, l'infiltration des fluides métasomatisants a lieu au cours du stade pneumatolytique de consolidation des magmas, quand la température du magma aussi bien que celle des roches encaissantes est notablement diminuée. La présence d'une phase fluide à forte pression favorise le métamorphisme rétrograde de la roche, c'est-à-dire la transformation des minéraux formés aux températures les plus élevées atteintes par la roche en minéraux stables à des températures inférieures ; ceux-ci contiennent alors dans leur réseau les alcalins qui se sont introduits au cours du stade pneumatolytique. Ainsi, la sillimanite, silicate d'alumine formé à des températures très élevées dans des roches originellement argileuses, se transforme en muscovite ou en paragonite, aluminosilicates alcalins stables à des températures inférieures. L'orthose, stable elle aussi à fortes températures et associée à la sillimanite et à l'andalousite, se transforme en séricite, mais sans apport d'alcalins provenant d'une intrusion magmatique. Cependant, si la roche initiale était pauvre en alumine et ne contenait pas d'andalousite ou de sillimanite, l'enrichissement métasomatique en alcalins produit la transformation de la muscovite en feldspath potassique (microcline) ou sodique (albite).

On a parfois voulu expliquer la formation des schistes à glaucophane par un enrichissement métasomatique en sodium de roches sédimentaires préalablement soumises à un métamorphisme régional. Cependant, l'origine de ces schistes n'est pas toujours explicable par un apport métasomatique de sodium ; en effet, dans un grand nombre de cas, il n'existe aucune relation entre ces schistes et des masses de péridotites ou de serpentinites d'où auraient pu provenir les solutions métasomatisantes.

L'apport de *fer* et de *silice,* ainsi que d'autres éléments, provoque la formation de certains *skarns à hédenbergite* dans les roches calcaires proches d'intrusions granitiques ou granodioritiques. Dans ces skarns, la calcite peut manquer complètement car le calcium s'est recombiné en totalité avec les substances apportées par les solutions métasomatisantes. Les minéraux silicatés néoformés sont très variés ; cependant, le grenat calcique (grossulaire-andradite) prédomine, accompagné d'un pyroxène monoclinique (hédenbergite) et d'idocrase, parfois de hornblende. Par apport d'*alumine,* ou dans des strates calcaires originellement argileuses, il se forme également de l'anorthite, de l'épidote, etc. Dans le cas de dolomies ou de calcaires dolomitiques, il se forme des silicates à forte teneur en magnésium, comme le diopside, la trémolite et la phlogopite. L'introduction du fer et de la silice peut être facilitée par la formation de composés gazeux de fluor et de chlore lors du stade pneumatolytique de refroidissement du magma ; elle peut aussi intervenir au moyen de solutions aqueuses au cours d'un stade hydrothermal ultérieur, à température plus faible. Dans le premier cas, la roche métasomatique comprend également des minéraux contenant du fluor et du chlore, comme la fluorine, les scapolites, la phlogopite, etc. Souvent aussi, les skarns contiennent des sulfures et des oxydes métalliques, provenant eux-mêmes des magmas.

L'enrichissement en fer, silice et alumine est probablement accompagné d'un apport métasomatique de *magnésium,* élément très semblable au fer dans son comportement géochimique, et contenu lui aussi en quantités minimes dans les magmas granitiques. L'introduction métasomatique de magnésium est nécessaire pour expliquer la formation de minéraux magnésiens dans des roches composées, à l'origine, uniquement par des

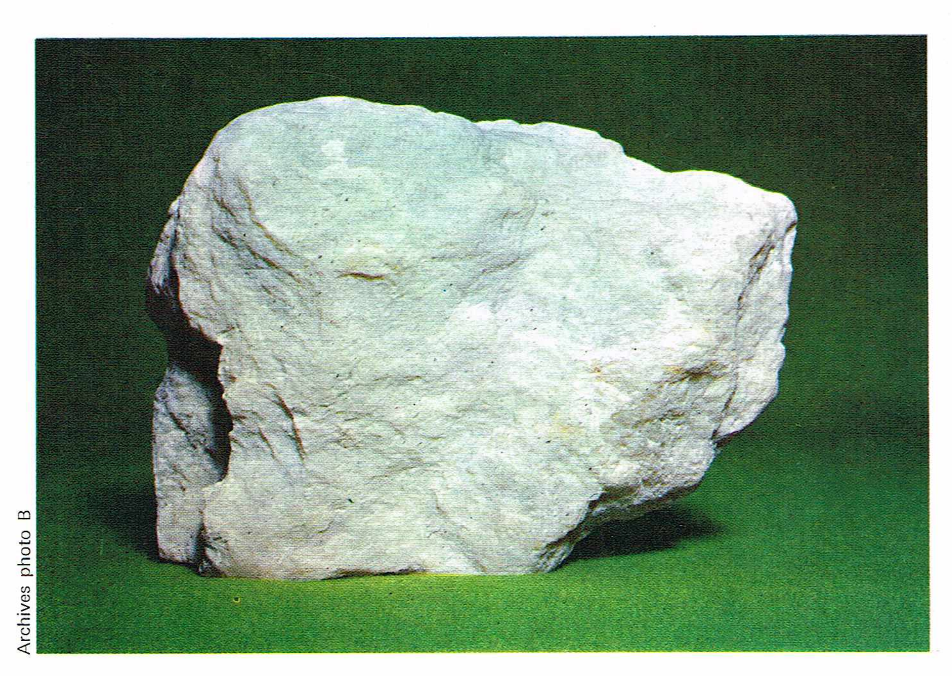
silicates alcalins et du quartz; par contre, la formation de silicates contenant du magnésium dans des roches calcaires est habituellement attribuée à la présence initiale de magnésium dans ces roches. Ainsi il n'est pas rare de trouver, au contact d'intrusions granitiques, des roches essentiellement constituées de cordiérite et d'anthophyllite (amphibole orthorhombique); ces deux minéraux contenant du fer et du magnésium se sont formés à partir de quartz et de silicates riches en sodium et en calcium, lesquels ont été éloignés par les mêmes solutions métasomatisantes qui ont apporté le fer et le magnésium.

L'auréole de roches à minéraux contenant du fer et du magnésium, observée autour de nombreuses intrusions granitiques, est interprétée par certains auteurs comme la preuve de l'avancée d'un front métasomatique basique, précédant un front métasomatique alcalin qui provoquerait la granitisation des roches préexistantes.

Les intrusions granitiques provoquent, en outre, des effets métasomatiques par suite de l'introduction dans les roches encaissantes d'éléments volatils concentrés dans les derniers fluides résiduels du magma : en particulier, le *bore,* le *fluor,* le *chlore* et le *soufre.*

Les roches encaissantes soumises à un *métasomatisme borique* sont réduites à un agrégat de tourmaline et de quartz, tout en conservant généralement les textures existant avant le métasomatisme, si bien qu'il s'agit souvent de schistes tourmalinifères. La tourmaline est un borosilicate très riche en alumine qui se forme à partir des silicates aluminifères tels que la biotite, la cordiérite et l'andalousite des cornéennes provenant du métamorphisme thermique de roches argileuses, lors du stade principal de solidification de l'intrusion granitique. Le métasomatisme borique de roches calcaires provoque, au contraire, la formation de *skarns à axinite,* c'est-à-dire de roches qui contiennent, outre des quantités variables de calcite, de l'axinite, borosilicate de calcium de forme prismatique et de couleur blanchâtre, et des silicates de calcium et de fer comme le grenat andradite et le pyroxène hédenbergite.

L'apport métasomatique de bore est souvent accompagné d'un apport de *fluor.* Dans les granites et les roches gneissiques encaissantes, cet élément contenu dans les fluides métasomatisants prend part à la greisenisation de ces roches et se fixe dans la muscovite qui résulte de la destruction de l'orthose. Si la roche soumise à un métasomatisme pneumatolytique avec apport de fluor contient du magnésium (par exemple, un calcaire dolomitique), le fluor entre dans le réseau cristallin d'un mica magnésien, la phlogopite; les amphiboles et même l'idocrase peuvent contenir du fluor dans leur réseau cristallin. Le groupe des humites (silicates fluorifères de magnésium) est caractéristique de ces roches, ainsi que l'apatite fluorifère.



▼ ***Un échantillon de talcoschiste.***

Archives photo B

L'apport métasomatique de *chlore* dans les roches calcaires et silicatées donne lieu à la formation de minéraux appartenant au groupe des scapolites et constitués d'un mélange isomorphe entre deux termes extrêmes (sodique et calcique) dont la composition est peu différente de celle des plagioclases mais qui contiennent des substances volatiles (chlore, ion carbonate et ion sulfate). La scapolite se forme par altération pneumatolytique des plagioclases calciques contenus dans les roches basiques et ultrabasiques, comme les gabbros et les amphibolites; dans certains cas, il peut s'agir d'un phénomène d'autométasomatisme. Dans les roches calcaires, au contraire, la scapolite se forme parfois secondairement à partir des silicates de calcium métamorphiques, comme le grossulaire et l'idocrase. Un feldspathoïde contenant du chlore : la sodalite, se forme, rarement, dans les calcaires métasomatisés.

Certains *composés du soufre* (l'acide sulfhydrique, l'anhydride sulfureux, etc.) font partie des substances volatiles introduites à partir du magma dans les roches encaissantes, où elles peuvent produire des effets métasomatiques en formant des minerais utiles (sulfures, sulfates). L'apport de composés de soufre dans les calcaires dolomitiques peut provoquer la formation de la lazurite, minéral de couleur bleue, considéré comme une variété de l'haüyne (feldspathoïde) et qui accompagne d'autres minéraux dans les roches calcaires métasomatisées utilisées comme pierres ornementales *(lapis lazuli).*

Des réactions métasomatiques importantes sont produites par l'*anhydride carbonique* contenu dans les solutions hydrothermales. Celui-ci provoque l'altération de nombreux minéraux silicatés, spécialement de ceux qui sont formés aux températures les plus élevées comme l'olivine, les plagioclases calciques, etc., et la genèse de carbonates. L'action de l'anhydride carbonique sur des roches contenant des silicates de magnésium, comme les serpentinites et les schistes chloriteux, entraîne la formation de carbonates (magnésite, dolomite et ankérite) et de talc. Ainsi se forment des *roches talqueuses* et *talco-dolomitiques,* lesquelles ont parfois une texture schisteuse *(schistes talqueux),* produite par un métamorphisme régional antérieur ou contemporain. Les réactions métasomatiques diffèrent suivant la température ainsi que les pressions partielles des constituants de la phase fluide interstitielle et comprennent souvent l'éloignement de la silice dissoute. Le produit de ces phénomènes métasomatiques peut alors être une roche essentiellement dolomitique ou une roche composée de magnésite et de quartz.

En France, on rencontre fréquemment des roches métasomatiques, associées à des roches du métamorphisme thermique, autour des intrusions magmatiques de composition granitique, d'âge hercynien, qui ont transformé à leur contact les roches calcaires ou argileuses précambriennes et paléozoïques, en Bretagne, dans les Pyrénées, le Massif central et les Vosges. Par exemple, on connaît des skarns à grenat, idocrase, wollastonite, épidote, etc., en un très grand nombre d'endroits dans les Pyrénées. On rencontre des greisens à lépidolite, topaze, etc., dans la Haute-Vienne, etc. De nombreux gisements miniers sont liés à ces roches métasomatiques.

BIBLIOGRAPHIE

BARTH T.F.W., CORRENS C.W., ESKOLA P., *Die Entstehung der Gesteine,* Springer, Berlin, 1939. - GRUBENMANN U., NIGGLI P., *Die Geisteinmetamorphose,* Borntraeger, Berlin, 1924. - KORJINSKYI D.S., *Physicochemical Basis of the Analysis of the Paragenesis of Minerals,* New York, 1959. - MIYASHIRO A., *Evolution of Metamorphic Belts,* in *Journ. of Petrol.,* vol. II, 1961. - MIYASHIRO A., *Metamorphism and Related Magmatism in Plate Tectonics,* in *Amer. Journ. of Sci.,* vol. 272, 1972. - NIGGLI P., *Rocks and Mineral Deposits,* Freeman, San Francisco, 1954. - PITCHER W.S., FLINN G.W., *Controls of Metamorphism,* Oliver and Boyd, Édimbourg, 1965. - RAMBERG H., *The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks,* The University of Chicago Press, Chicago, 1952. - TURNER F.J., *Metamorphic Petrology,* Mc Graw-Hill, New York, 1968. - WINKLER H.G.F., *Petrogenesis of Metamorphic Rocks,* Springer, Berlin, 1965.

TECTONIQUE

La tectonique (du grec τεκτονική, « art de construire ») est la branche de la géologie qui étudie les dislocations et les déformations subies par les roches constituant l'écorce terrestre, postérieurement à leur formation. On parle aussi de géologie structurale.

Au cours des temps géologiques, les roches n'ont pas toutes conservé leur mode de gisement originel, c'est-à-dire la position qu'elles avaient au moment où elles se sont formées ; de manière plus ou moins intense, elles ont été déformées après leur dépôt et leur consolidation, et ont ainsi acquis un nouveau mode de gisement.

Les actions des dislocations et des déformations sont particulièrement bien visibles dans les roches sédimentaires, grâce à leur disposition en strates de différentes couleurs, duretés, etc., séparées les unes des autres par des plans de stratification qui permettent le jeu des bancs les uns sur les autres. Dans la plupart des cas, ces roches se sont sédimentées au fond des mers et avaient à l'origine une position horizontale ou très peu inclinée. Il existe des régions où les roches sédimentaires ont conservé leur disposition originelle horizontale sur des centaines de kilomètres carrés, alors que dans d'autres régions les strates sont actuellement verticales ou courbées et leur déformation est évidente. Les roches éruptives, par contre, présentent généralement une structure massive, non stratifiée, et les effets des déformations y sont souvent plus difficiles à mettre en évidence. Cependant, toutes les roches, qu'elles soient sédimentaires, éruptives ou métamorphiques, peuvent être affectées par des déformations.

A l'échelle humaine, les masses rocheuses nous paraissent stables et permanentes. Seuls quelques phénomènes tectoniques actuels nous sont perceptibles, dont l'étude constitue la *néotectonique*. L'étude des phénomènes géologiques actuellement visibles permet dans de nombreux cas de mieux comprendre le déroulement de ceux qui ont pu avoir lieu dans le passé (sédimentation, érosion, volcanisme, etc.). C'est le « principe de l'uniformitarisme » énoncé par Ch. Lyell en 1830. Mais en tectonique, l'étude des phénomènes actuels ne nous renseigne que très peu car les mouvements tectoniques, généralement très lents, s'effectuent en plusieurs millions d'années et ne sont pas directement observables. On ne peut qu'observer le résultat de ces mouvements et essayer de les reconstituer.

On distingue différents types de **mouvements tectoniques.** Les *mouvements eustatiques* résultent d'un changement du niveau de la mer ; les *mouvements épirogéniques* sont des déformations lentes impliquant un mouvement vertical d'ensemble, par exemple, la remontée de la Scandinavie depuis la disparition des



U. Geddo

◀ *Les actions des dislocations et des déformations sont particulièrement bien visibles sur cette côte où les strates ont acquis une disposition subverticale.*

glaciers quaternaires (200 m en 10 000 ans) ou l'affaissement du littoral de la mer du Nord en Hollande. Ces deux types de mouvements sont réversibles et continus. Ils se traduisent dans la morphologie par des affleurements de dépôts marins loin du rivage, des terrasses alluviales, d'anciennes surfaces d'érosion soulevées, des récifs coralliens soulevés au-dessus du niveau de la mer, etc.

Ces mouvements s'opposent aux *mouvements orogéniques*, qui se traduisent par des *déformations* intimes des masses rocheuses. Ces déformations très variées peuvent être classées en deux grands groupes : les *déformations cassantes* (failles) et les *déformations souples* (plis). L'observation de la formation de cassures qui affectent le sol lors des tremblements de terre nous apporte des renseignements directs sur le mode de formation des failles. Par contre, la genèse des déformations que l'on observe dans certaines régions comme les Alpes, où les roches ont été tordues, plissées et ont subi des déplacements importants sur des dizaines de kilomètres ou plus, est beaucoup plus difficile à expliquer car beaucoup trop lente pour être accessible à l'observation. Les nouvelles méthodes de nivellation, très précises, permettront peut-être dans quelques années de mettre en évidence les mouvements, même très petits, de l'écorce terrestre dans certaines régions.

La tectonique comprend essentiellement *la description* et *l'analyse géométrique* des structures que l'on peut observer en surface et l'extrapolation des résultats obtenus à des niveaux plus profonds non directement observables. Ces connaissances sont évidemment très importantes économiquement car elles permettent de prévoir la disposition en profondeur des gisements miniers. De plus, la tectonique comprend l'étude du déroulement de la déformation. Les *études cinématiques* permettent de déterminer comment les structures ont été acquises, et les *études dynamiques* de reconstituer les contraintes ayant donné lieu aux déformations. Mais ces reconstitutions sont généralement difficiles et incomplètes. L'effet des déformations se fait sentir à toutes les échelles d'observation. L'extrapolation des résultats d'un niveau scalaire à un autre est souvent problématique.

La *tectonique classique* étudie les structures d'échelle hectométrique à kilométrique. La *microtectonique,* ou *structurologie,* étudie les structures de petite échelle, millimétrique à métrique. Elle permet l'analyse de la déformation intime des roches, et en particulier des relations entre les recristallisations et les déformations dans les roches métamorphiques. Enfin, à partir des résultats des analyses tectoniques obtenues dans différentes régions, on élabore des théories orogéniques synthétiques, à l'échelle du globe terrestre, où l'on tient compte des relations existant entre le volcanisme, la séismicité, le magmatisme, le métamorphisme d'une part et la tectonique d'autre part.

Tectonique classique

Méthodes d'étude

Les observations tectoniques s'effectuent principalement sur le terrain, lors de la *cartographie,* c'est-à-dire lors du relevé sur une carte topographique des contours des différentes formations rocheuses présentes dans la région étudiée. La carte géologique est le principal instrument de l'étude géométrique des terrains. En France il existe des cartes géologiques à différentes échelles, du 1/1 000 000 au 1/50 000. La cartographie peut être complétée par le dessin de panoramas, des observations de détail, etc. De plus, on relève sur le terrain le **pendage** des différents éléments structuraux qui permet de définir leur position dans l'espace. Le pendage d'une couche est donné par l'inclinaison et l'azimut de la ligne de plus grande pente du plan de la couche. On mesure à l'aide d'une *boussole* la **direction** du plan (angle entre l'horizontale du plan et le méridien géographique local). **L'inclinaison** de la ligne de plus grande pente (angle que fait la ligne de plus grande pente du plan avec un plan horizontal) est mesurée à l'aide d'un *clinomètre* que l'on applique sur le plan. La direction et la ligne de plus grande pente d'un plan sont perpendiculaires. Sur les cartes, on indique le pendage par une flèche correspondant à la projection sur la carte de la ligne de plus grande pente, complétée par une barre perpendiculaire correspondant à la projection de la direction du plan. Une couche horizontale sera indiquée par une croix. La mesure s'effectue de même pour un plan de faille, de schistosité, etc. La position d'une ligne, celle d'un axe de pli, par exemple, est repérée par sa direction et son **plongement** (angle que fait la ligne avec l'horizontale dans le plan vertical passant par l'axe).

On sait que dans les *terrains sédimentaires* les couches étaient à l'origine horizontales, les plus récentes se déposant sur les plus anciennes. Après déformation, l'ordre des couches peut être renversé, les plus anciennes reposant sur les plus récentes. On peut reconnaître si l'ordre de succession des couches est normal ou inverse d'après les fossiles qu'elles contiennent et les critères de sédimentation (granoclassement, stratification entrecroisée, figures de base des bancs, etc.). Si deux couches d'âges différents viennent au contact l'une de l'autre, elles peuvent être séparées par une discordance ou par un contact tectonique anormal (faille, chevauchement). Tous ces renseignements sont reportés sur la carte géologique, dont la lecture permet de reconnaître les caractéristiques tectoniques d'une région (région plissée, non plissée, formes et directions des plissements, etc.). En tenant compte de l'âge des roches affectées par les déformations, on peut déterminer, de manière plus ou moins précise, l'âge de ces dernières. A partir des structures visibles en surface reportées sur la carte géologique, on peut construire des *coupes géologiques* qui reconstituent les structures existant en profondeur. En effet, si l'on connaît l'épaisseur et le pendage d'une couche, on peut déterminer quelle position elle occupe en profondeur.

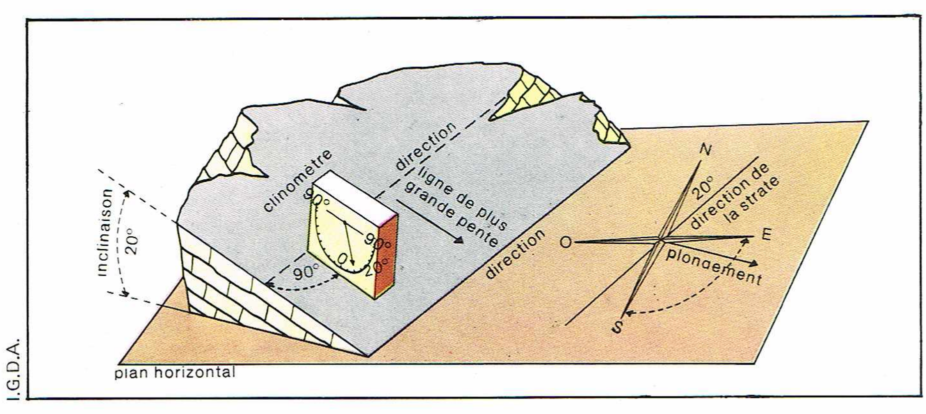
Dans les *terrains métamorphiques,* où l'on ne dispose pas de repère stratigraphique permettant de dater les terrains et où les déformations sont généralement très intenses, il est nécessaire de faire appel aux méthodes plus détaillées de la microtectonique.

Les mesures des pendages des différents éléments structuraux observés en affleurement peuvent être reportées sur des *diagrammes* permettant soit d'étudier statistiquement ces mesures, soit d'analyser plus aisément l'agencement géométrique dans l'espace des différents éléments entre eux. Ces diagrammes sont construits grâce à un système de projection stéréographique ou équivalente (canevas de Wulff ou de Schmidt). Ils permettent également de franchir en partie l'obstacle que constitue le passage d'une échelle à l'autre, de la microtectonique à la tectonique classique.

Les affleurements sont en général discontinus, masqués par la végétation ou par des sédiments récents (alluvions, éboulis, etc.). On a donc souvent recours, lors du levé de carte, à des extrapolations, et les cartes comportent toutes une part interprétative. Dans les régions où les affleurements sont peu nombreux, on utilise les données obtenues grâce aux travaux miniers, aux tranchées, aux tunnels et aux sondages.

L'étude des déformations tectoniques est facilitée par l'emploi de *photographies aériennes* stéréoscopiques. Sur de telles photographies on peut déceler la présence de failles grâce à des alignements, des changements de végétation, etc.; on peut encore différencier des terrains sédimentaires reposant horizontalement en *discordance* sur des structures plissées plus anciennes, etc. Un examen préliminaire des photographies aériennes facilite souvent l'étude directe sur le terrain mais ne peut la remplacer.

▼ ***Mesure du pendage d'une strate à l'aide d'une boussole : la* direction *de la strate est donnée par l'angle entre le nord et l'intersection de la surface de la couche avec un plan horizontal quelconque. Ici 20° vers l'est. Le* plongement *de la couche est indiqué par la ligne de plus grande pente. L'*inclinaison *est l'angle que fait la ligne de plus grande pente avec l'horizontale, ici 20° vers l'E.-S.-E. Elle est mesurée à l'aide d'un clinomètre placé perpendiculairement à la direction de la strate.***



Les méthodes de prospection géophysique sont de plus en plus employées en tectonique (gravimétrie, anomalies magnétiques, sismique-réflexion, sismique-réfraction). On peut ainsi déceler des anomalies permettant de localiser en profondeur certains accidents et donnant des renseignements sur leur nature (anticlinal caché, dôme de sel, faille, etc.). Elles contribuent à l'interprétation de la structure géologique en profondeur de la région étudiée. Ces méthodes sont surtout employées à des fins minières. Dans l'étude des fonds océaniques, difficilement accessibles à l'observation directe, elles jouent un rôle fondamental.

Toutes ces méthodes aident à déchiffrer la géométrie des structures. Pour expliquer leur genèse, on fait appel à la mécanique des roches et à des expériences sur modèles réduits. En respectant certaines conditions mécaniques (plasticité du matériel, etc.), on peut reproduire des phénomènes tectoniques observés dans la nature et étudier le mécanisme de leur formation. Toutefois, les conditions sont beaucoup plus complexes dans la nature que dans les modèles réalisés, et surtout les vitesses de déformation y sont considérablement plus longues. Aussi l'application des données obtenues à l'interprétation des déformations naturelles n'est-elle pas toujours aisée.



J.-M. Quenardel

▲ *Discordance angulaire entre le Miocène horizontal et le Crétacé incliné, dans les calanques des environs de Marseille.*

Mécanismes de déformation

Avant d'aborder l'inventaire des déformations des matériaux de l'écorce terrestre, il est nécessaire d'étudier les propriétés mécaniques des roches et d'avoir une idée du mécanisme des déformations. On fait appel pour cela à des expériences permettant d'étudier quantitativement ces propriétés. Les roches qui constituent l'écorce terrestre sont des solides plus ou moins durs et élastiques soumis à des contraintes variables suivant la région considérée, la profondeur, etc. En un point donné de l'écorce, une roche est soumise à une pression lithostatique due au poids des terrains sus-jacents et à une pression hydrostatique due à la pression exercée par les fluides qui imprègnent les roches. Ces deux pressions sont isotropes, la pression hydrostatique étant généralement plus faible que la pression lithostatique. A ces pressions isotropes viennent s'ajouter des pressions orientées, anisotropes, de compression ou d'extension, responsables des déformations tectoniques.

Si l'on suppose un corps solide auquel sont appliquées des forces, la *contrainte*, ou *stress*, en un point quelconque du corps est égale à la limite du rapport

$$\sigma = \frac{dF}{dS}$$

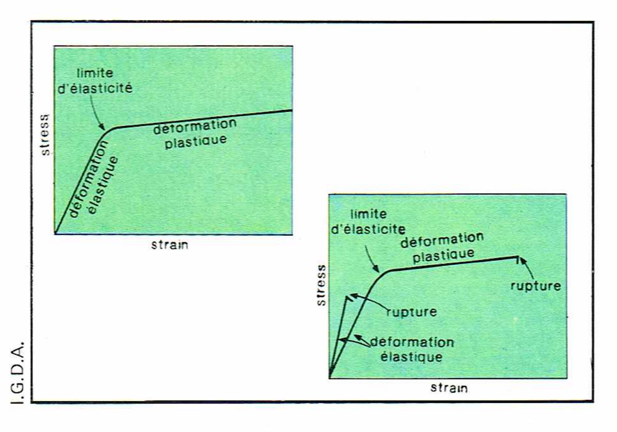
quand dS tend vers 0 ; F est la force en kilogrammes-force appliquée au corps, et S la surface en centimètres carrés sur laquelle elle s'applique. On peut définir l'état de contrainte en un point si l'on connaît les trois pressions principales maximale, moyenne et minimale, σ_1, σ_2 et σ_3, s'exerçant dans trois directions perpendiculaires de l'espace. Si les trois pressions principales sont égales, la contrainte reste constante quelle que soit l'orientation de S dans l'espace. Elle est donc isotrope et peut être représentée par une sphère. C'est le cas des roches soumises uniquement aux pressions lithostatique et hydrostatique. Il arrive que deux des pressions principales soient égales; la répartition de la contrainte présente alors une symétrie de révolution. Lorsque les trois pressions principales sont différentes, la contrainte varie suivant l'orientation de S dans l'espace. On a dans ce cas une contrainte triaxiale, qui peut être représentée par un ellipsoïde. C'est le cas des roches soumises à des pressions tectoniques orientées.

La *déformation* d'un corps est une réponse à la contrainte. De nombreux facteurs interviennent, et la relation entre l'état de contrainte et la déformation est complexe. Des expériences de laboratoire ont montré qu'un corps homogène et isotrope soumis à une pression anisotrope dans des conditions physico-chimiques données peut présenter *trois modes de déformation*. Suivant l'intensité de la contrainte, il est d'abord l'objet de **déformations élastiques,** réversibles, qui disparaissent complètement quand la pression cesse d'exercer son action; le corps reprend alors son volume et sa forme initiaux. A partir d'un certain seuil, dit *seuil de plasticité,* ou *limite d'élasticité,* il subit une **déformation plastique,** permanente et proportionnelle à la pression. Enfin, quand le seuil de rupture est atteint, on observe une **déformation cassante,** et il apparaît dans le corps des surfaces de rupture; la déformation est alors discontinue.

Ces trois modes de déformation peuvent être représentés graphiquement sur des *diagrammes contrainte-déformation*. Le début de la courbe contrainte-déformation forme une droite de forte pente : la déformation est peu importante, et la relation entre la contrainte et la déformation est linéaire. Ce premier stade correspond au domaine des déformations élastiques. Certaines roches peuvent, dès ce stade, atteindre le seuil de rupture : ce sont des roches cassantes. D'autres roches ne se rompent pas : la courbe s'incurve et sa pente diminue. C'est le domaine des déformations plastiques. Le seuil de plasticité correspond au point d'inflexion de la courbe. Enfin, au-delà d'un certain taux de déformation, la rupture se produit.

Les déformations élastiques sont difficiles à déceler dans les roches parce qu'elles ne sont pas permanentes. Les tremblements de terre peuvent être dus à la détente brutale des déformations élastiques accumulées sous l'action de pressions tectoniques. Les déformations plastiques sont bien connues dans les métaux. Dans les roches, elles se traduisent au niveau des cristaux par une déformation des grains cristallins (macles), par une dissolution et recristallisation de ces grains, par de multiples cassures de cisaillement aussitôt cimentées qui, globalement, se traduisent par une déformation plastique de la roche.

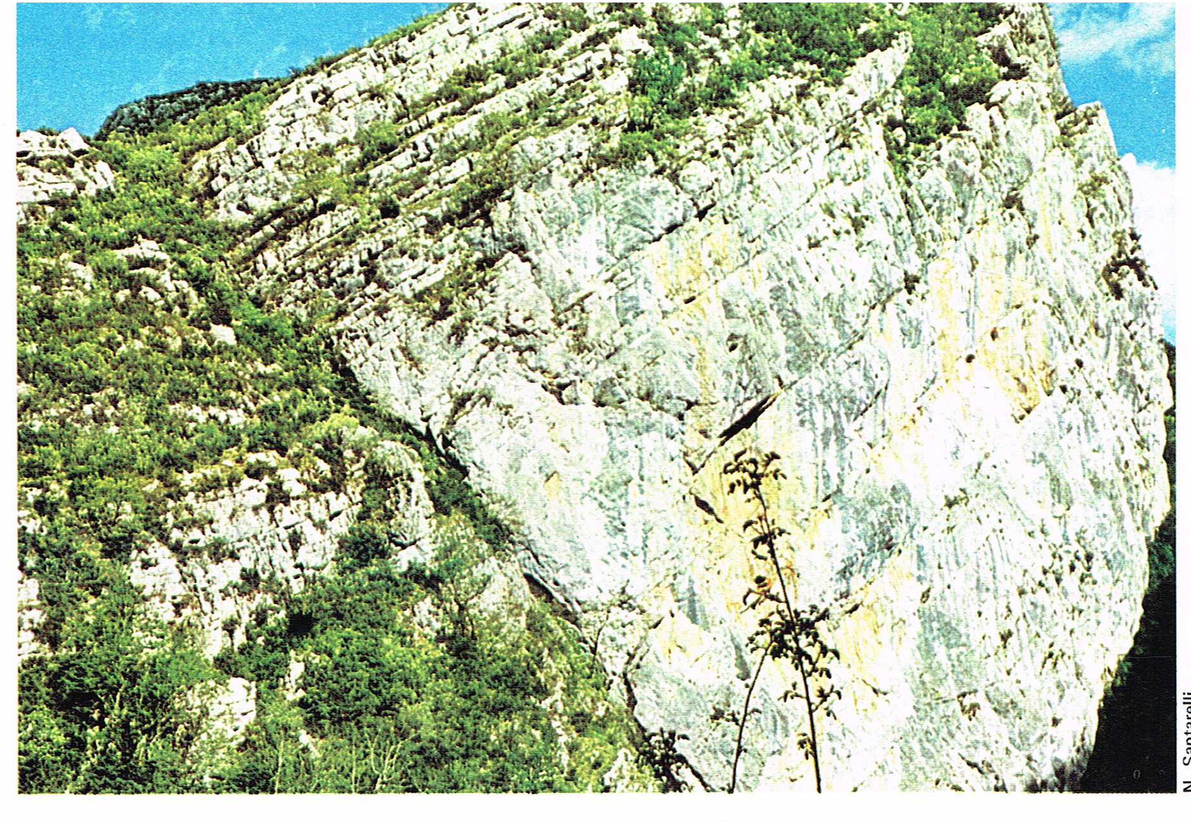
Le mode de déformation est déterminé par différents facteurs. Tout d'abord, il dépend de la roche elle-même, les seuils de plasticité et de rupture variant suivant les roches considérées. Par exemple, le gypse et le sel présentent un seuil de plasticité extrêmement bas par comparaison avec celui des granites. D'autre part, la stratification et la schistosité introduisent des plans d'anisotropie dans les roches, et les conditions de rupture

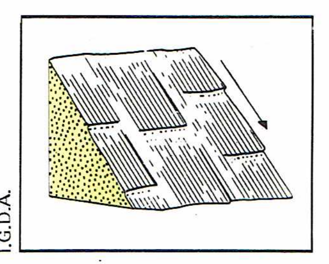


I.G.D.A.

◀ *A gauche, rapports entre « stress » (contrainte) et « strain » (déformation). Le diagramme montre qu'au début de l'augmentation de la contrainte, la déformation croît proportionnellement : on a à ce stade une déformation élastique réversible; passé la limite d'élasticité, la déformation devient plastique. A droite, diagramme montrant le comportement de deux matériaux différents soumis au même stress (contrainte). Le premier subit une déformation élastique, puis se casse; le second subit une déformation élastique, puis une déformation plastique avant de casser.*

▶ *Une faille est une rupture de nature tectonique affectant une masse rocheuse et s'accompagnant d'un déplacement relatif des deux masses rocheuses résultantes. Ici, une faille dans les gorges de l'Esteron (calcaire séquanien).*


N. Santarelli


I.G.D.A.

▲ *La partie visible du plan de faille montre des stries qui sont parallèles à la direction du mouvement. La présence de petits gradins indique le sens relatif du mouvement.*

varieront si la pression maximale est orientée perpendiculairement ou à 45° par rapport à ces plans.

Le mode de déformation dépend également des conditions physiques dans lesquelles a lieu la déformation : par exemple, à la température de la surface terrestre les gneiss se comportent comme des corps très rigides, mais à températures élevées, dans les conditions de métamorphisme, ils se comportent comme des corps plastiques. Ainsi, la déformation variera en fonction de la profondeur pour un gradient géothermique donné. Un autre facteur intervient dans le mode de déformation : la proportion de fluides que contiennent fréquemment les roches, fluides interstitiels ou contenus dans les pores de la roche. Une forte proportion d'eau dans la roche peut faciliter la rupture par rapport à la déformation plastique. Enfin, la durée de la contrainte joue également un rôle. Les roches peuvent présenter des **déformations visqueuses,** permanentes et fonctions du temps. Étant donné l'échelle des temps géologiques, il se peut que des déformations visqueuses aient lieu même si les roches sont soumises à une contrainte relativement faible.

A partir des données expérimentales sur les différents modes de déformation des corps, on peut définir *trois mécanismes élémentaires principaux de déformation* des roches qui sont : l'aplatissement, la flexion et le cisaillement.

Au cours de l'**aplatissement,** un cube est transformé en un parallélépipède rectangle de même volume dont les faces sont parallèles à celles du cube initial. L'aplatissement a lieu pour une pression principale maximale σ_1 forte et les deux autres pressions principales faibles. Il est matérialisé dans les roches par l'aplatissement des objets antétectoniques, tels que les fossiles ou les galets, dans un plan perpendiculaire à σ_1, et leur étirement parallèlement à σ_3. L'apparition de la schistosité dans les roches est liée à une déformation par aplatissement.

La **flexion** est une déformation continue des roches au cours de laquelle une strate est plissée de telle manière que son épaisseur mesurée perpendiculairement aux joints de stratification reste constante. Il se forme des plis isopaques, encore appelés parallèles ou concentriques.

Le **cisaillement** correspond à une déformation par aplatissement et rotation d'ensemble. A partir d'un cube on obtient par cisaillement un parallélépipède dont les faces ne sont plus parallèles à celles du cube initial. Ce type de déformation se produit pour une contrainte « cisaillante », qui peut être matérialisée par un couple.

Ces trois mécanismes peuvent avoir lieu plus ou moins simultanément en donnant lieu à des mécanismes complexes. De plus, on observe des translations (changements de position) et des rotations (changements d'orientation) sans déformation (changements de forme).

Types élémentaires de déformation

En réponse aux contraintes, les déformations des roches peuvent être très variées. On distingue les déformations continues et les déformations discontinues. Dans une *déformation continue,* deux points initialement voisins l'un de l'autre restent voisins; c'est le cas des déformations souples par plissement. Dans une *déformation discontinue,* deux points initialement voisins se retrouvent à des distances quelconques, séparés par une surface le long de laquelle il y a glissement. Entre deux surfaces de glissement, la déformation est continue ou nulle; c'est le cas des failles, des diaclases, etc. Ces deux types de déformation sont souvent associés et contemporains.

Les failles

Une faille est une rupture de nature tectonique affectant une masse rocheuse et s'accompagnant d'un déplacement relatif des deux masses rocheuses résultantes le long d'une surface, appelée *plan de faille,* qui n'est généralement pas plane mais courbe. Elles se distinguent des diaclases, cassures sans déplacement visible.

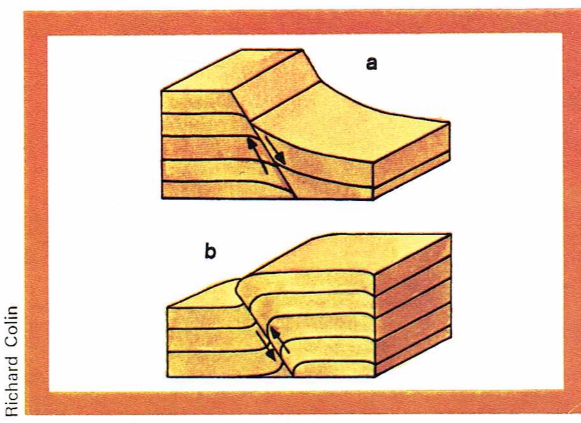
Les deux masses rocheuses séparées par une faille sont appelées *compartiments de faille.* Il arrive qu'une faille s'exprime en surface par une dénivellation, ou *escarpement de faille.* La partie visible du plan de faille, quand elle est bien définie, peut présenter un aspect poli dû au frottement provoqué par le mouvement des blocs rocheux l'un contre l'autre; elle est alors nommée *miroir de faille.* Ce miroir peut être strié ou creusé de sillons, qui donnent des renseignements sur le déplacement relatif des deux compartiments : les *stries* sont parallèles à la direction du mouvement, dont le sens est indiqué par l'orientation des petits gradins formés par arrachement.

Les bords des deux compartiments au voisinage de la faille sont appelés des *lèvres.* Ces lèvres peuvent être au contact direct l'une de l'autre ou écartées *(faille béante),* ou encore colmatées par des produits de remplissage. Le frottement dû au déplacement des deux lèvres peut produire une *brèche de faille :* le long de la faille, la roche a été broyée en de nombreux fragments, plus ou moins cimentés entre eux ultérieurement. Lorsque la roche a été broyée en une poudre fine, on parle de *mylonite.* Il arrive très fréquemment aussi qu'au voisinage d'une faille les strates se rebroussent en formant un *crochon de faille.*

Des produits d'origine profonde peuvent monter le long des failles, et celles-ci sont jalonnées par des minéralisations métallifères, des remontées d'eaux thermales (La Bourboule), des filons de roches éruptives, ou des volcans (volcan du Kaiserstuhl associé aux failles

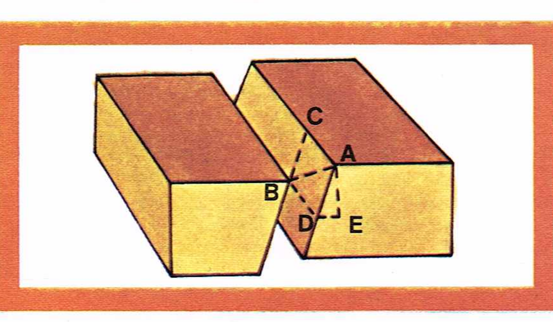
Turri

▲ ***Un bel exemple de flexure** dans des sédiments du Trias.*



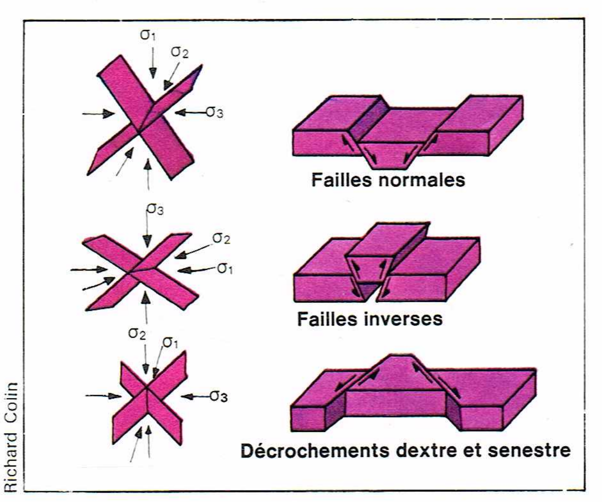
Richard Colin

◀ ***Représentation schématique de crochons de failles :** a, faille normale; b, faille inverse.*



Richard Colin

◀ ***Principaux types de rejet d'une faille :** AB, rejet vrai; AE, rejet vertical; BD = AC, rejet horizontal.*



Richard Colin

◀ ***Représentation schématique des failles conjuguées symétriques par rapport à la pression principale maximale, et structures correspondantes.***

du fossé Rhénan). Les tremblements de terre, enfin, sont associés à leur présence.

On peut déterminer pour un plan de faille, de même que pour une strate, une direction, un sens et un plongement du pendage. Par le terme *ligne de faille,* on désigne l'intersection du plan de faille avec la surface du terrain; elle n'est confondue avec la direction du plan de faille que si celui-ci est vertical.

Le déplacement relatif des deux compartiments de faille est défini par le segment de droite joignant deux points originellement au contact l'un de l'autre (un fossile coupé en deux par exemple) : c'est le **rejet vrai.** Mais celui-ci est difficile à déterminer car il n'existe pas toujours de point de repère. Il est plus facile de mesurer le **rejet vertical,** composante du rejet vrai mesurée dans un plan de projection vertical perpendiculaire au plan de faille et qui correspond à la dénivellation produite par la faille. Le **rejet stratigraphique** est mesuré perpendiculairement aux strates quand celles-ci sont inclinées. Le **rejet horizontal** correspond à la composante horizontale du rejet vrai, projeté suivant un plan vertical parallèle à la direction de la faille.

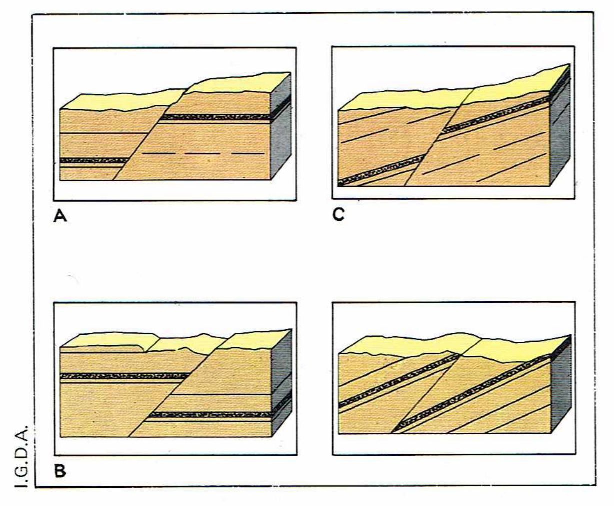
Une faille se manifeste sur le terrain par toute une série de phénomènes secondaires : schistosité localisée, bréchification des roches, crochon de faille, etc.

Les failles peuvent affecter les terrains sur des épaisseurs considérables et s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres, mais ce sont le plus souvent des accidents limités en direction et en profondeur. En direction, le rejet vertical peut diminuer ou s'annuler. Les failles peuvent aussi bifurquer. En profondeur, on peut avoir un amortissement progressif d'une faille si, au-dessus ou en dessous des terrains rigides affectés par la faille, il existe des terrains plastiques qui se déformeront par étirement. Il se forme alors une *flexure,* qui diminue progressivement d'importance.

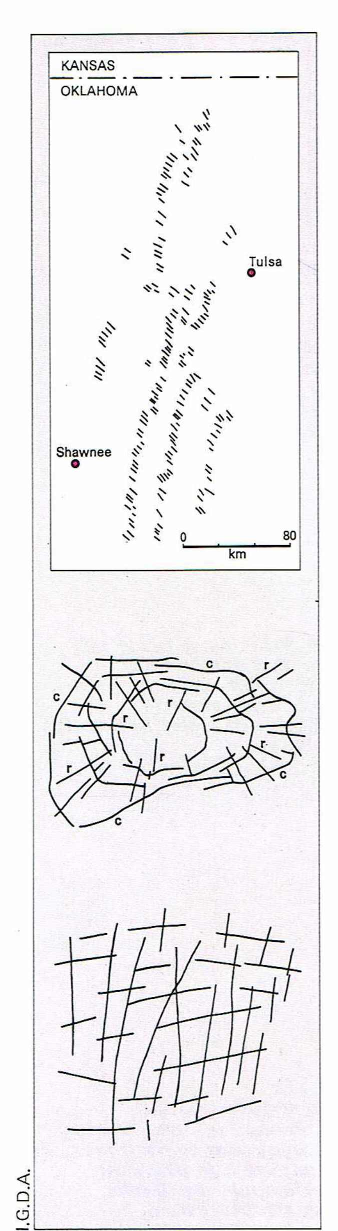
L'*âge d'une faille* peut être déterminé si des sédiments sont venus reposer en transgression sur les terrains affectés par la faille, sans en être eux-mêmes affectés. Les failles jouent souvent à plusieurs reprises au cours des temps, et leur rejet peut même s'inverser.

D'après le comportement relatif des deux compartiments lors du déplacement, on distingue différents types de failles. Un plan de faille peut être vertical ou incliné. Une faille inclinée dont le compartiment abaissé se trouve au-dessus du plan de faille est dite **faille normale;** ce type, qui correspond à un allongement de l'écorce terrestre, est encore appelé **faille d'extension.** Au contraire, si le compartiment abaissé se trouve en dessous du plan de faille, il s'agit d'une **faille inverse;** celle-ci, qui correspond à un raccourcissement de l'écorce terrestre, est encore appelée **faille de compression.** Les crochons de faille, quand ils existent, indiquent directement si une faille est normale ou inverse. De plus,

▶ *Différents types de failles :* **A** *et* **C**, *failles normales;* **B** *et* **D**, *failles inverses.*



▼ *Différents systèmes de failles : en haut, failles en échelons (Oklahoma); au centre, failles radiales (r) et failles concentriques (c); en bas, failles réticulées.*



si les couches sont inclinées, on distingue, d'après la direction de la faille par rapport à la direction des couches, les **failles directionnelles,** ou **longitudinales,** de direction parallèle à celle des couches, et les **failles transversales,** de direction oblique ou perpendiculaire à celle des couches. Parmi les failles directionnelles on distingue encore les **failles conformes,** dont le plan de faille pend dans le même sens que les couches, et les **failles contraires** quand les couches et le plan de faille pendent en sens contraire.

Une faille dont le mouvement relatif des compartiments s'effectue principalement suivant le rejet horizontal est appelée **décrochement.** Les rejets horizontaux sont souvent assez difficiles à mettre en évidence, et l'importance des décrochements a longtemps été sous-estimée. Le plan des décrochements est souvent vertical, et les stries portées par le miroir sont horizontales. Aux grands décrochements est associée toute une série de structures secondaires : plis en échelon, failles en échelon, décrochements de deuxième ordre, etc. Un décrochement est dit *dextre* si le mouvement de part et d'autre du décrochement a eu lieu dans le sens des aiguilles d'une montre, *senestre* s'il a eu lieu en sens inverse. Un exemple classique de grand décrochement est la faille de San Andreas en Californie. Cette faille dextre, longue de 900 km, a rejoué plusieurs fois au cours des temps ; son rejet horizontal a été évalué à 400 km depuis le Crétacé. Elle rejoue encore actuellement et a provoqué des séismes, notamment celui de San Francisco en 1906 qui a été accompagné de déplacements horizontaux de quelques mètres. On peut également citer le grand décrochement senestre de la Great Glen Fault en Écosse (100 km de rejet horizontal estimé grâce aux deux parties décalées d'un massif granitique), le décrochement dextre Nord-Anatolien en Turquie qui se suit sur 1 300 km, etc.

Le plus souvent, les failles n'apparaissent pas isolément mais groupées en **systèmes de failles,** ou **champs de fractures.** On peut ainsi observer des systèmes de failles parallèles, radiales, concentriques, rayonnantes, réticulées, etc. Des failles parallèles entre elles et qui se relaient sont appelées des **failles en échelon.** Elles sont souvent localisées dans les zones de grand décrochement. Des failles normales parallèles, pendant toutes dans le même sens, sont disposées **en gradins** ou **en escaliers.**

Dans certains cas simples, où deux systèmes de failles sont conjugués, c'est-à-dire symétriques par rapport à un plan, on peut définir l'état de contrainte dans lequel elles se sont formées et les directions de raccourcissement et d'allongement de l'écorce. On peut reproduire ces cas simples en modèles réduits de manière très satisfaisante. Des cassures parallèles normales conjuguées à 45° du plan vertical apparaissent si la pression principale maximale σ_1 est verticale et si les deux autres pressions principales σ_2 et σ_3, horizontales, ont des valeurs faibles ou nulles. Ces cassures déterminent la formation d'un **fossé d'effondrement,** ou **graben.** Ce sont des structures de distension de l'écorce terrestre. La vallée du Rhin entre Bâle et Mayence, la Limagne, la Bresse, les fossés de la mer Morte, de la mer Rouge et des grands lacs d'Afrique orientale (Rift Valley) sont des exemples de grabens. Le panneau tectonique resté en relief est appelé **horst.** Les Vosges, le Forez, la péninsule du Sinaï en sont des exemples. Ces jeux de failles en extension permettent l'ouverture de fissures dans l'écorce terrestre par lesquelles monte du magma profond, et les grabens sont souvent le siège d'un volcanisme intense : volcans de la chaîne des Puys, volcans de l'Afrique orientale, dont le Kilimandjaro (6 010 m).

Des cassures parallèles conjuguées à 45°, ou moins, d'un plan horizontal apparaissent si la pression principale minimale σ_3 est verticale, les deux autres pressions principales σ_2 et σ_1 étant horizontales. Ces cassures jouent en failles inverses ou en chevauchements et traduisent un raccourcissement de l'écorce suivant σ_1. Elles ont un rôle très important dans la formation des chaînes de montagnes (Pyrénées, Alpes, etc.). Enfin, des failles subverticales de décrochement dextres et senestres conjuguées apparaissent si c'est la pression principale intermédiaire σ_2 qui est verticale. Elles font théoriquement un angle de 45° ou un peu moins, la pression principale maximale ayant une direction horizontale. Les roches sont soumises à la fois à un raccourcissement selon σ_1 et à un allongement selon σ_3. On pourra donc avoir, associées à ces décrochements conjugués et se formant simultanément, à la fois des structures de compression perpendiculaires à σ_1 (plis, chevauchements) et des structures en extension perpendiculaires à σ_3 (grabens d'effondrement).

Au cours des temps les failles peuvent avoir des rejeux successifs et le sens du mouvement peut s'inverser. Ainsi, une faille normale peut rejouer en faille inverse. A la suite d'une compression postérieure à la formation d'une faille, celle-ci peut être courbée. On parle alors de **faille-pli,** structure fréquente dans le Jura.

Les plis

Les plis sont des déformations continues qui affectent surtout les roches sédimentaires et les roches métamorphiques. Dans une région plissée, les structures peuvent être d'une très grande complexité, d'autant qu'aux plis peuvent se superposer tous les types de failles décrits ci-dessus.

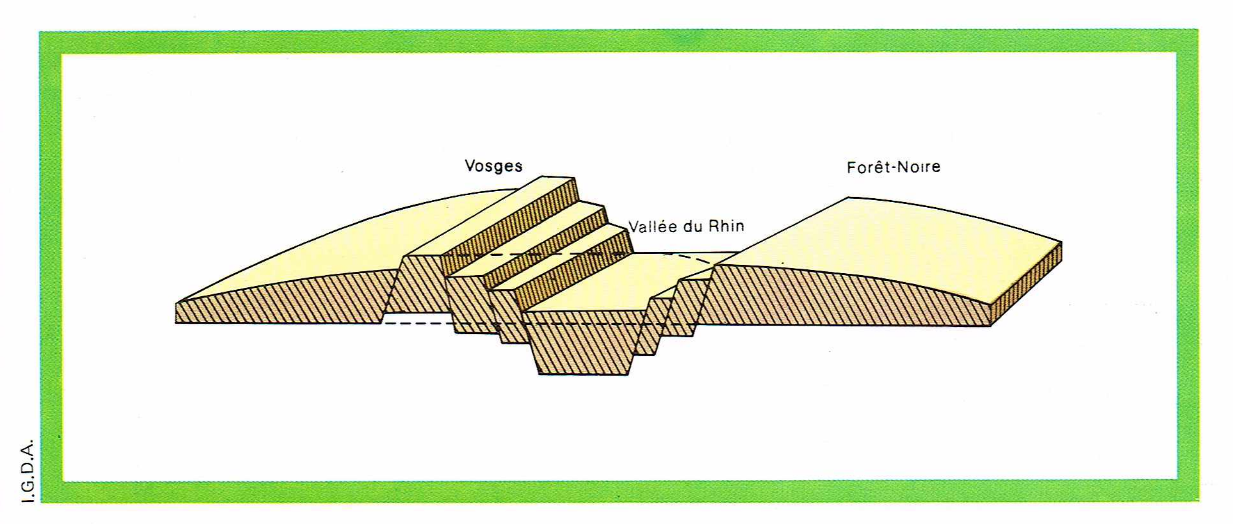
Un pli est défini quand une strate originellement horizontale est devenue plus ou moins inclinée et courbe. Dans une série normale, un pli convexe vers le haut est un **anticlinal,** et un pli convexe vers le bas est un **synclinal.** Quand on ne connaît pas l'ordre de succession des couches, on parle respectivement d'**antiforme** et de **synforme.** Une succession de plis anticlinaux et synclinaux de taille moyenne déterminant un pli anticlinal majeur s'appelle un **anticlinorium ;** une telle succession déterminant un pli majeur synclinal s'appelle un **synclinorium.**

Les éléments d'un pli sont : la *charnière,* zone de courbure maximale du pli, les *flancs,* côtés du pli de part et d'autre de la charnière, le *plan axial,* surface plus ou moins plane qui passe par les points de courbure maximale des différentes couches affectées par le pli, enfin, l'*axe* du pli, lieu des points de courbure maximale d'une couche, intersection de la charnière et du plan axial. L'axe indique la direction du pli et peut être rectiligne ou sinueux, horizontal ou plongeant, droit ou courbe. Quand la convexité de l'axe est dirigée vers le haut, on a une *culmination axiale ;* si la convexité est dirigée vers le bas, on a une *dépression axiale.* Un pli peut s'amortir par une augmentation de son rayon de courbure. On a alors une *terminaison périclinale, périanticlinale* ou *périsynclinale.*

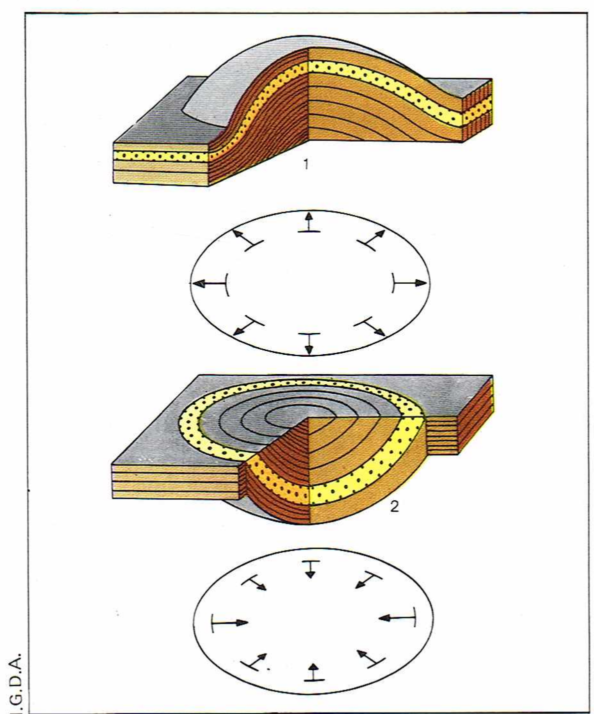
Sur une carte, un pli anticlinal est caractérisé par la présence des couches les plus anciennes en son cœur, alors que dans un pli synclinal ce sont les couches les plus récentes qui affleurent au centre. Un anticlinal qui s'ennoie très rapidement est un **brachyanticlinal,** ou **dôme** si ses dimensions longitudinales et transversales diffèrent peu. S'il s'agit d'un synclinal, on parle de **brachysynclinal** ou de **bassin.**

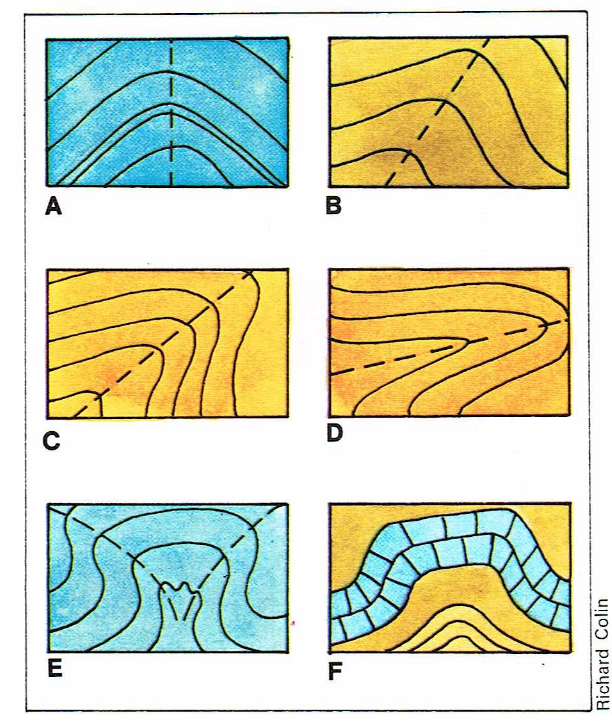
Des plis à axes parallèles et qui se relaient sont appelés **plis en échelons.** Ils se forment souvent, comme les failles en échelons, au-dessus d'un décrochement potentiel, sous l'action d'un couple de forces.

Géométriquement, on distingue différentes formes de plis. Un **pli** est **symétrique** quand les deux flancs présentent la même inclinaison de part et d'autre du

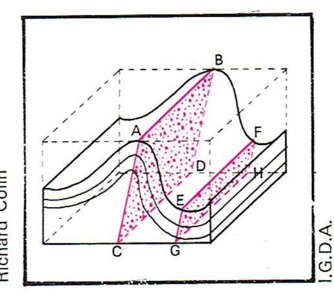


◄ *Représentation d'un* **fossé d'effondrement** : *ici, la vallée du Rhin entre Bâle et Mayence; les Vosges et la Forêt-Noire constituent des* **horsts.**





▼ *Représentation schématique des* **éléments d'un pli :** ABCD, *plan axial de l'anticlinal;* EFGH, *plan axial du synclinal;* AB, *axe de l'anticlinal;* EF, *axe du synclinal;* AC *et* EG, *traces des plans axiaux sur la section transversale du pli.*



▲ *A gauche, représentation schématique en coupe et en plan d'un* **brachyanticlinal,** *ou* **dôme** *(1), et d'un* **brachysynclinal,** *ou* **bassin** *(2).*

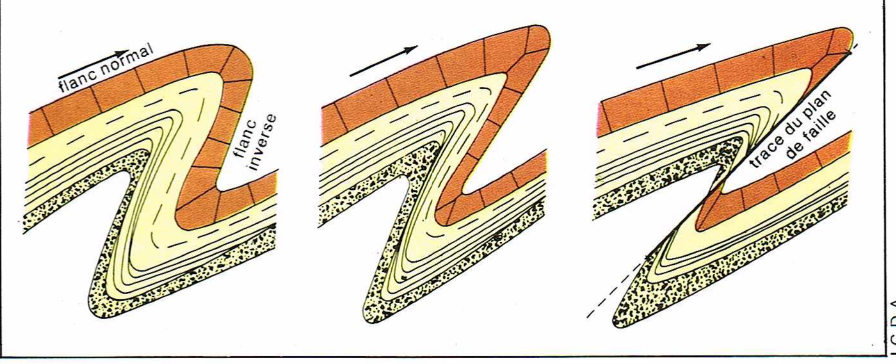
A droite, différents types de plis :
A, *pli symétrique droit;* B, *pli déversé;*
C, *pli renversé;* D, *pli couché;* E, *pli en éventail;* F, *pli coffré.*

plan axial, **asymétrique** dans le cas contraire. Suivant l'inclinaison du plan axial, on distingue : le **pli droit** à plan axial vertical, **déjeté** ou **déversé** si le plan axial est incliné, **renversé** si l'un des flancs a dépassé la verticale et **couché** lorsque le plan axial et les deux flancs sont sensiblement horizontaux. Un **pli coffré** est un anticlinal à crête large et flancs subverticaux. Un **pli en éventail** est un pli dont les flancs sont déversés dans deux directions opposées. Un **pli** est **isoclinal** quand ses deux flancs sont parallèles. Dans le cas des plis renversés et couchés, on appelle *flanc normal* celui dans lequel les strates se suivent par ordre chronologique (plus récentes sur plus anciennes) et *flanc inverse* celui où la succession des strates est inversée. Il arrive que dans un pli renversé ou couché le flanc inverse s'étire et s'amincisse à tel point qu'il se rompt et disparaît. Ainsi prend naissance une surface de cisaillement sur laquelle le flanc normal glisse et le long de laquelle on peut retrouver des lambeaux du flanc inverse disparu. Des terrains plus anciens viennent alors reposer en contact anormal sur des terrains plus récents. Une telle structure est appelée **pli-faille.** Quand plusieurs plis-failles se succèdent, on parle de *structures en écailles.*

Suivant le mode de plissement, on distingue deux types de plis : les plis isopaques et les plis semblables.

Dans un **pli isopaque,** dit aussi **parallèle** ou **concentrique,** les strates gardent une épaisseur constante et sont plissées en courbes parallèles. Le pli se forme par flexion et glissement des couches les unes sur les autres;

▼ *Représentation schématique de la formation d'un* **pli-faille** : *de gauche à droite, on peut observer l'étirement progressif et l'amincissement du flanc inverse jusqu'à sa disparition, le flanc normal se superpose alors directement sur le synclinal sous-jacent. Les flèches indiquent la direction des poussées qui sont à l'origine du mouvement.*





A. Michard



N. Santarelli

▲ *A gauche, un exemple de pli isopaque ou concentrique; les strates gardent une épaisseur constante et sont plissées en courbes parallèles (flysch, Maroc). A droite, dans le cas de* **plis semblables,** *les strates ne conservent pas la même épaisseur et subissent un étirement dans les flancs des plis et un épaississement dans les charnières.*

on peut parfois observer sur les couches des stries, perpendiculaires à l'axe du pli, témoins de ce glissement. Des *fentes* d'ouverture *d'extrados* peuvent apparaître au dos des plis, parallèles à l'axe du pli. Mais les couches ne peuvent rester parallèles les unes aux autres et garder leur épaisseur constante que sur une épaisseur limitée. Il arrive un moment où le rayon de courbure devient trop faible, et au cœur du pli les couches doivent se déformer de façon différente. Elles ne conservent plus la même épaisseur, ou bien se faillent ou se plissent de manière désordonnée (phénomène de bourrage, *plis dysharmoniques*) : on dit qu'il y a *dysharmonie*. Ce phénomène est possible du fait de la présence de couches *incompétentes* relativement plastiques et capables de se plissoter ou de s'étirer facilement. Les roches incompétentes sont, par exemple, les marnes et les argiles, tandis que les calcaires, rigides, sont des roches compétentes. En profondeur, la dysharmonie permet une déformation des roches différente de celle observée en surface. Quand deux strates compétentes sont séparées par une couche incompétente, il se forme dans cette couche des plis d'entraînement ou *drag-folds* causés par le glissement des couches compétentes l'une sur l'autre. Ces plis sont toujours déversés vers la charnière du pli majeur.

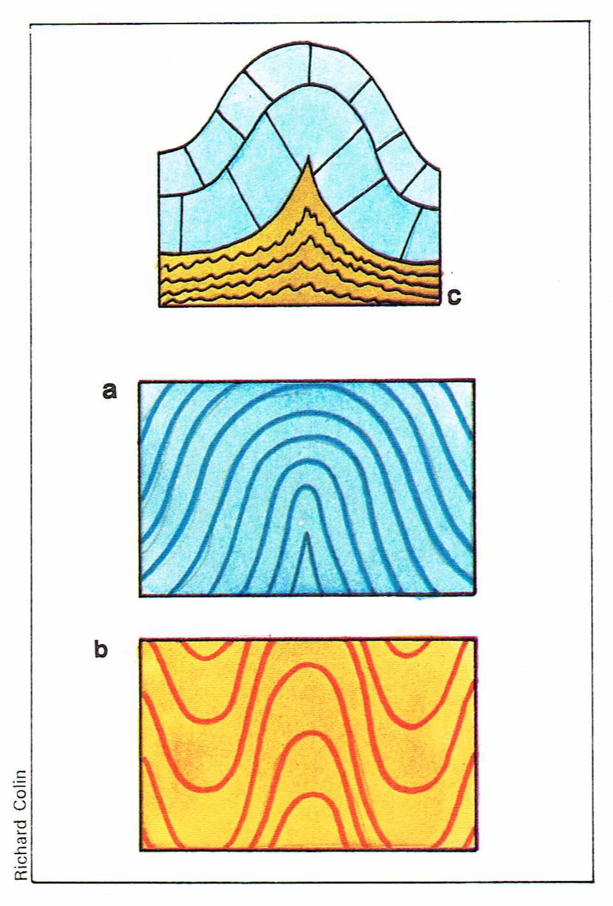
Dans les **plis semblables,** les strates ne conservent pas la même épaisseur et subissent un étirement se traduisant par un amincissement des flancs du pli et un épaississement dans la zone de la charnière. Ces plis ne se forment pas par flexion mais par aplatissement et glissement parallèlement au plan axial. Aux plis semblables est souvent associée une schistosité de plan axial. Si un banc compétent est intercalé dans une série incompétente présentant des plis semblables, il est soumis, dans les flancs du pli, à un étirement se traduisant par des cassures qui le fragmentent en tronçons. On donne à ce phénomène le nom de *boudinage*. Enfin, il existe des plis qui ne se forment ni par flexion, ni par aplatissement, mais par écoulement. Ils ne se forment que si les roches sont suffisamment plastiques, à haute température (migmatites).

L'apparition de l'un ou l'autre mode de plissement dépend de la nature lithologique des roches (compétentes, incompétentes) ainsi que des conditions de températures et de pressions existant lors du plissement.



J.-M. Quenardel

▶ *Phénomène de* **dysharmonie** *dans un pli : les couches ne conservent pas la même épaisseur et se plissent de manière désordonnée (plis dysharmoniques) dans le cœur d'un pli concentrique.*







▲ *A gauche, en haut, représentation schématique de* **plis isopaques** *(a) et de* **plis semblables** *(b); en bas,* **dysharmonie** *entre roches compétentes et roches incompétentes (c). A droite, phénomène de* **boudinage** *affectant des grès et des argiloschistes (Cornouailles).*

Les chevauchements et nappes de charriage

Nous avons vu que l'évolution d'un pli renversé ou couché conduit à l'étirement du flanc inverse et à la formation d'une surface de cisaillement le long de laquelle glissent les strates qui constituaient le flanc normal du pli, des couches anciennes venant ainsi reposer en contact anormal sur des couches plus récentes. On appelle ce contact anormal un **chevauchement.** Les chevauchements peuvent atteindre plusieurs kilomètres d'amplitude. On appelle **nappe de charriage** un chevauchement de grande amplitude pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres, qu'il s'agisse de l'exagération d'un pli couché avec flanc inverse conservé (nappe du premier genre selon la terminologie de P. Termier) ou d'un glissement selon une surface de cisaillement non associée à des plis (nappe du deuxième genre). Les terrains ainsi charriés, appelés *allochtones,* peuvent être complètement différents des terrains situés sous la surface de charriage qui forment le substratum *autochtone.* On distingue parfois plusieurs nappes de charriage superposées dans lesquelles le matériel, bien que pouvant être de même âge, se présente sous des faciès différents.

Le *front* d'une nappe est sa partie la plus avancée. Le plus souvent, il a disparu soit par suite de l'érosion, soit parce qu'il a été recouvert par des sédiments plus récents, postérieurs à la mise en place de la nappe. La région qui se trouve en avant du front de nappe est appelée *avant-pays.* Les *lambeaux de poussée* sont des écailles provenant du substratum et entraînées à la base de la nappe lors de l'avancée de celle-ci ; de taille variable, ils peuvent atteindre des dimensions plurikilométriques.

Lorsque l'érosion attaque la nappe, il arrive qu'elle mette au jour le substratum autochtone de la nappe en une **fenêtre tectonique,** formée de terrains autochtones entourés de tous côtés par des terrains allochtones différents. Si la nappe n'est conservée que sur une partie du contour, on parle de **demi-fenêtre.** Si une partie de la nappe a été complètement isolée par l'érosion, elle est appelée **lambeau de recouvrement,** ou **klippe.**

On désigne par le terme de *racines* la région à partir de laquelle a commencé le déplacement de la nappe et où se trouvent des roches semblables à celles constituant la nappe, en place, non charriées. On observe quelquefois directement l'enracinement des nappes qui passent en continuité à une couverture sédimentaire plus ou moins verticalisée; cependant, le plus souvent, les racines des nappes ne sont pas connues avec certitude. Elles peuvent avoir été détruites par l'érosion ou recouvertes de sédiments récents. Certaines nappes ont été complètement séparées de leurs racines. Pour rechercher la région d'origine d'une nappe de charriage, on se base sur des comparaisons stratigraphiques et paléogéographiques.

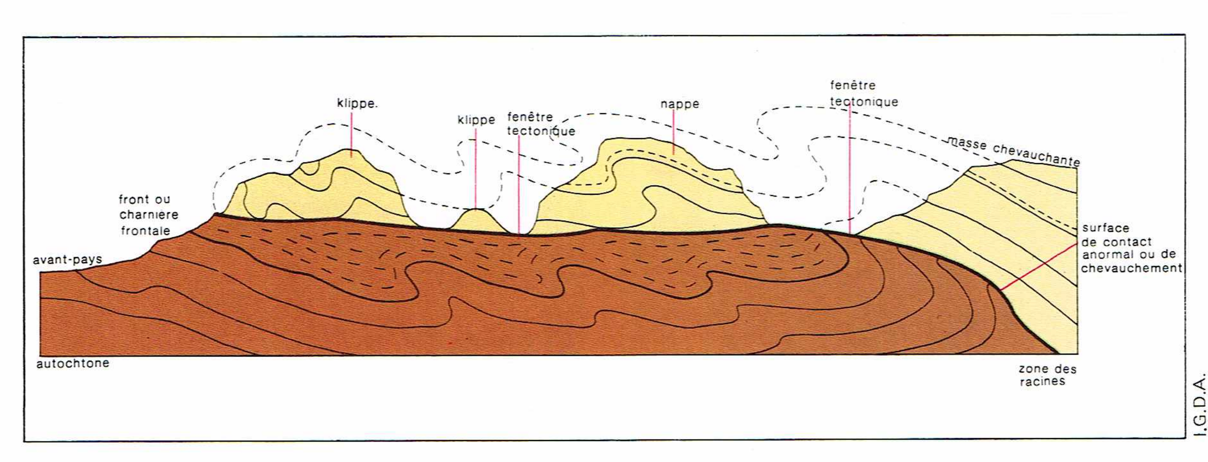
Postérieurement à la mise en place d'une nappe, les terrains qui la constituent peuvent être affectés de replis. On appelle **rétro-charriages** des mouvements cisaillants tardifs et de sens opposé au sens de mise en place de la nappe.

Les régions où existent des nappes de charriage, tectoniquement d'une très grande complexité, sont difficiles à analyser géométriquement et encore plus cinématiquement et dynamiquement. En général, différents épisodes de déformation se sont superposés. Souvent, le matériel qui constitue les nappes a été affecté par le métamorphisme régional qui a effacé tous les repères stratigraphiques.

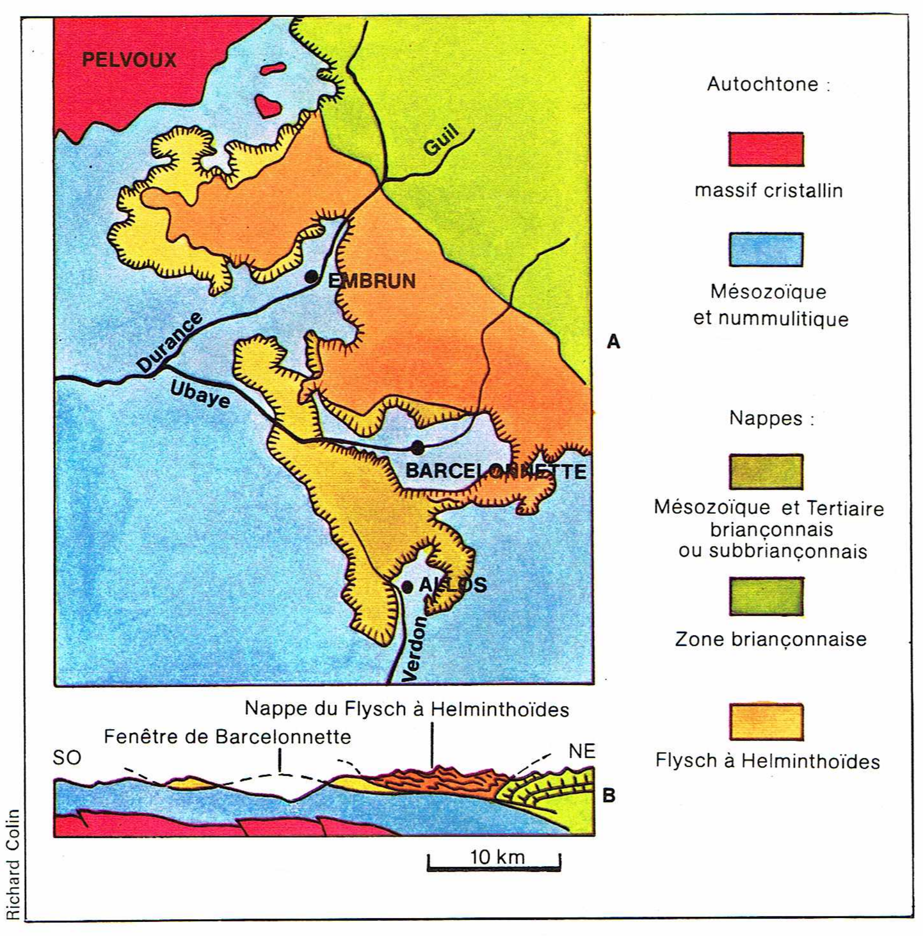
Une des hypothèses invoquées pour expliquer le mécanisme de mise en place des nappes est celle d'un glissement des masses rocheuses, dû à la gravité. Il est fréquent de voir des phénomènes de glissements superficiels affecter les talus des bords de route formés de terrains argileux plastiques. De tels phénomènes sont également connus, à plus grande échelle, sur les talus continentaux sous-marins en bordure des continents. La pente nécessaire à ces glissements peut être faible, de 1 à 5°.

Dans certaines régions, on connaît, intercalés au sein de séries sédimentaires, par ailleurs tranquilles, des paquets de roches isolés qui peuvent être de matériel et d'âge différents de ceux de la série encaissante. On leur donne le nom d'**olistolithes.** Ils sont de taille variée, métrique à kilométrique, et sont considérés comme des pans de falaise détachés de reliefs voisins et ayant glissé sur une pente sous-marine à la faveur de niveaux plastiques. On peut imaginer le même processus de formation pour les nappes de charriage, à plus grande

▶ *Représentation schématique d'une région à nappes de charriage du premier genre.*



▼ *A, schéma structural de la nappe du flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye; noter la fenêtre tectonique de Barcelonnette et les demi-fenêtres d'Embrun et d'Allos. B, coupe correspondante à travers la nappe.*



▶ *Page ci-contre, à gauche, en haut, systèmes perpendiculaires de diaclases, cassures d'origine tectonique affectant des tufs (Rio Baconao). A gauche, en bas, diverses formes de plis diapirs; leur taille très variée peut n'atteindre que quelques dizaines de mètres carrés.*

échelle. Cependant, pour que l'on observe des nappes de grandes dimensions, il faut que les masses rocheuses soient décollées de leur substratum, que les reliefs où ont pris naissance les nappes soient très importants et que la pente se maintienne sur de longues distances. Si de telles nappes formées par glissement superficiel ont pu se produire (comme il semble que ce soit le cas pour les nappes d'Afrique du Nord), ce mécanisme n'est pas applicable à toutes les nappes. Dans les Alpes, par exemple, les nappes se sont formées en même temps qu'elles étaient affectées par le métamorphisme régional. Elles se sont donc formées dans des conditions de forte pression et température, à grande profondeur, et résultent d'une compression importante et de cisaillements profonds du socle. A ce type de tectonique on donne le nom de *tectonique tangentielle*.

Historiquement, c'est dans les Alpes que les nappes de charriage ont été mises en évidence, par M. Bertrand en 1884. Par la suite, on a décrit des structures en nappes dans de nombreuses régions. Actuellement, la réalité des nappes de charriage ne fait de doute pour personne; toutefois, localement, il peut y avoir des discussions quant à l'amplitude des chevauchements.

Un exemple de nappe de charriage complètement coupée de ses racines est la *nappe du flysch à Helminthoïdes* dans la région de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). Des terrains d'âge crétacé reposent en contact anormal sur des terrains d'âge nummulitique à oxfordien, par l'intermédiaire de lambeaux de poussée d'âge triasique, arrachés au passage aux domaines briançonnais et sub-briançonnais. L'érosion a découpé cette nappe et formé la demi-fenêtre d'Embrun et la fenêtre de Barcelonnette.

De nombreuses chaînes de montagnes se sont formées à des époques différentes par empilement de nappes de charriage. Outre les Alpes, on peut citer l'Himalaya, les montagnes Rocheuses au Canada et dans le nord des États-Unis, la chaîne calédonienne en Norvège et en Écosse, etc.

Les structures en pays salifères

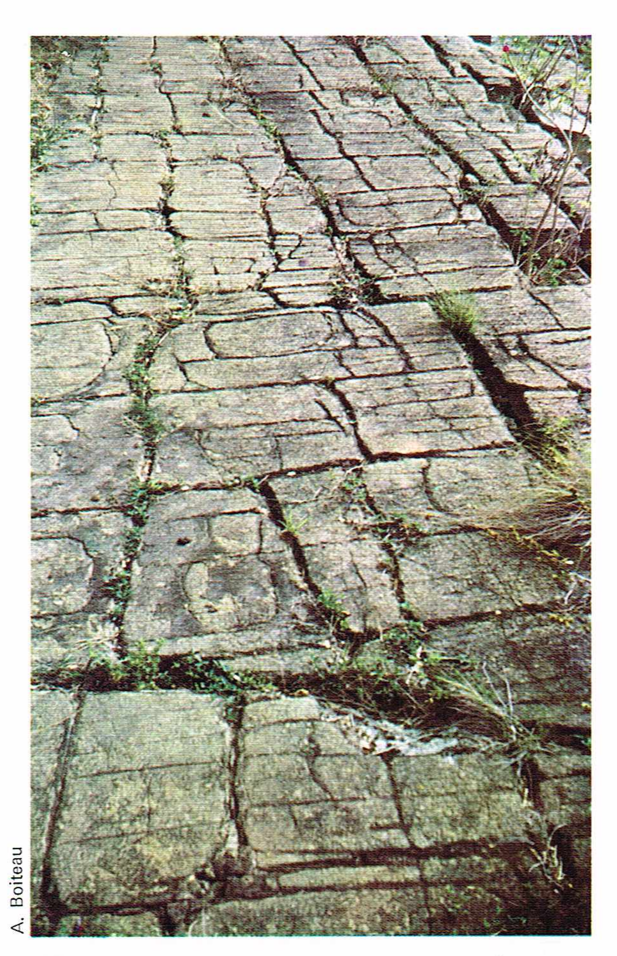
Les propriétés mécaniques très particulières du sel, plus spécialement son seuil de plasticité très bas et sa faible densité, provoquent des déformations typiques des pays salifères. Parmi les structures typiques de ces pays, on distingue les *dômes de sel* et les *plis diapirs*.

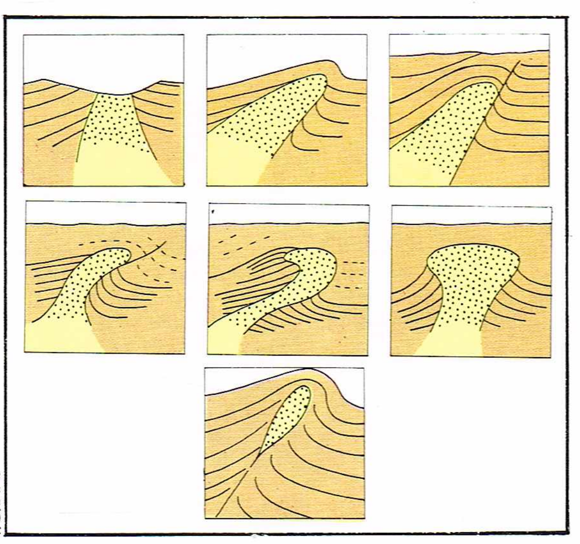
Dans des régions où les terrains sont horizontaux, on trouve des massifs de sel qui pénètrent à l'emporte-pièce à travers les terrains sédimentaires. Ces **dômes de sel**, de contours circulaires, peuvent avoir un diamètre de plusieurs kilomètres, parfois de plusieurs dizaines de kilomètres. Ils affleurent rarement en surface mais les prospections géophysiques ont permis d'en localiser de très nombreux, par exemple, dans le nord de l'Allemagne et dans le golfe du Mexique. Leurs formes sont variées, et leur structure interne est très complexe. Des gisements de pétrole sont souvent localisés sur leur pourtour. Au contact du sel on observe des brèches de friction, et les couches environnantes sont rebroussées vers le haut, déterminant ainsi des structures favorables à l'accumulation du pétrole. Les dômes de sel n'ont pas une origine tectonique mais sont dus à la densité du sel, faible par rapport à celles des autres roches sédimentaires. Le sel, plus léger, monte sous l'effet de la pression exercée par les couches sus-jacentes, à la faveur de zones de moindre résistance dans la couverture (diaclases, etc.). Seules les couches de sel situées sous d'épaisses séries sédimentaires peuvent donner lieu à des dômes. Les couches situées plus superficiellement ne subissent pas une pression suffisante de la part des couches sus-jacentes pour produire de telles structures. Dans les régions arides (Iran, Maroc), les dômes de sel peuvent arriver jusqu'à la surface.

Les **plis diapirs** résultent de l'intervention de forces tectoniques. Quand une série comportant un niveau salifère est affectée par des plissements, il arrive que le sel, soumis localement à une forte pression, s'échappe le long d'une fissure, d'une faille de chevauchement ou perce un anticlinal. Les diapirs se présentent en lames discontinues ou en colonnes elliptiques ou circulaires, recoupant à l'emporte-pièce les terrains sus-jacents. Le sel est entouré de toutes parts d'un contact anormal qui le sépare des terrains plus récents, redressés et étirés. Leur taille, très variée, peut n'atteindre que quelques dizaines de mètres carrés. En France, de telles injections de sel d'âge triasique sont fréquentes le long des surfaces de contact anormal dans les Alpes et dans le Jura.

Microtectonique

La microtectonique, ou structurologie, étudie les structures tectoniques de petite taille, depuis l'échelle de l'affleurement jusqu'à l'échelle du microscope. On donne parfois le nom de *minitectonique* à l'étude des structures métriques, réservant le nom de microtectonique à celle des structures millimétriques. La microtectonique est le complément des études tectoniques faites à plus grande échelle. L'observation et la mesure des petites structures peuvent se faire simultanément avec le levé de carte géologique. Les méthodes d'analyse de la microtectonique permettent de réaliser des observations plus précises sur la géométrie des déformations, le mécanisme intime de la déformation, la chronologie des déformations et le rapport entre les recristallisations métamorphiques et les déformations.


A. Boiteau


I.G.D.A.

Méthodes

Pour étudier les petites structures, il est généralement nécessaire d'effectuer un grand nombre de mesures. Celles-ci peuvent être analysées d'une manière statistique ou d'une manière géométrique. Dans l'un et l'autre cas, on utilise des représentations graphiques.

Les modes de représentation graphique pour une étude statistique sont : les *histogrammes* où l'on porte en abscisse les directions des éléments mesurés et en ordonnée le nombre de mesures correspondant à chaque direction ; les *rosaces,* où la représentation des mesures se fait sur un cercle, la fréquence étant proportionnelle à la longueur de la branche indiquant la direction des éléments mesurés ; enfin, les *diagrammes de densité,* qui sont une représentation dans l'espace à trois dimensions, grâce à l'utilisation du *canevas de Schmidt,* projection équivalente d'une demi-sphère de référence conservant les surfaces. Ces méthodes permettent de représenter une famille d'éléments (linéations, schistosités, etc.), de déterminer leur orientation privilégiée et de comparer ces orientations d'une région à l'autre.

Pour analyser les rapports géométriques entre différents éléments structuraux, par exemple entre des linéations, des axes de plis et des plans de schistosité, on utilise de préférence le *canevas de Wulff,* projection stéréographique d'une demi-sphère de référence qui conserve les angles mais non les surfaces. Sur de tels diagrammes on peut facilement calculer l'angle entre deux plans, entre un plan et une droite, ou faire tourner les éléments pour les remettre à l'horizontale, etc. Ces diverses méthodes permettent de franchir en partie l'obstacle que constitue le passage d'une échelle à l'autre, de la microtectonique à la tectonique classique.

Principaux types de microstructures

Les principaux types de petites structures sont les microfractures, les schistosités, les microplis et les linéations.

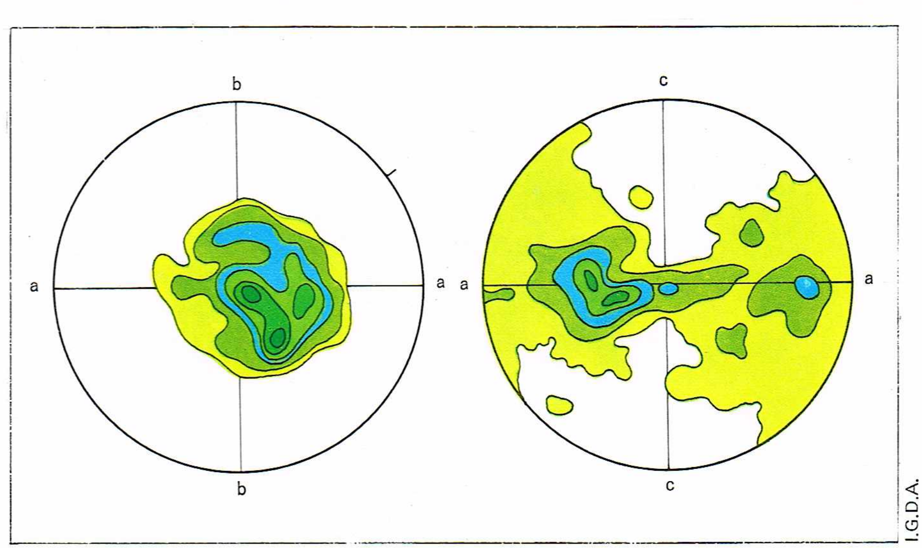
Les microfractures

On distingue différentes sortes de microfractures : les diaclases, les joints stylolitiques et les fentes de tension.

Les **diaclases** sont des cassures d'origine tectonique le long desquelles il n'y a pas eu de déplacement relatif des deux parties rocheuses qu'elles séparent, mais il existe tous les intermédiaires entre les diaclases sans rejet et les failles. Les diaclases affectent aussi bien les roches éruptives que les roches sédimentaires. Leur rôle est très important dans l'altération des roches et dans l'accumulation de produits minéraux exploitables car elles procurent des zones de pénétration aux eaux météoritiques et aux fluides minéralisateurs d'origine profonde.

On interprète les diaclases comme le résultat de compressions et d'extensions subies par les roches. Elles sont en relation avec les accidents tectoniques. Il est fréquent, par exemple, qu'au voisinage d'une faille un système de

▼ Ci-dessous, deux diagrammes de densité équiaréaux (canevas de Schmidt), représentant, à gauche, l'orientation préférentielle des axes optiques des cristaux de quartz dans un micaschiste, et, à droite, la disposition des axes optiques des cristaux de tourmaline dans une roche métamorphique. L'orientation des axes cristallins se mesure à l'aide d'un dispositif spécial, appelé platine de Fedorov, que l'on adapte au microscope. La couleur verte de plus en plus intense indique une concentration croissante des directions de ces axes. Sur le diagramme de gauche, le plan du dessin est parallèle à la schistosité, et la direction privilégiée des axes optiques du quartz est perpendiculaire à ce plan. Dans le diagramme de droite, au contraire, le plan de schistosité est perpendiculaire au plan du dessin et est projeté suivant le diamètre a-a ; les axes des cristaux de tourmaline sont disposés dans ce plan et allongés parallèlement à une direction privilégiée.

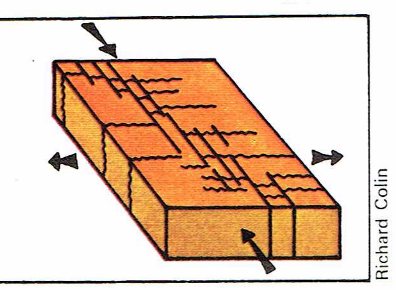


I.G.D.A.

▶ *La* schistosité *est l'aptitude des roches métamorphiques à se casser suivant des plans parallèles, en feuillets de composition homogène plus ou moins minces.*



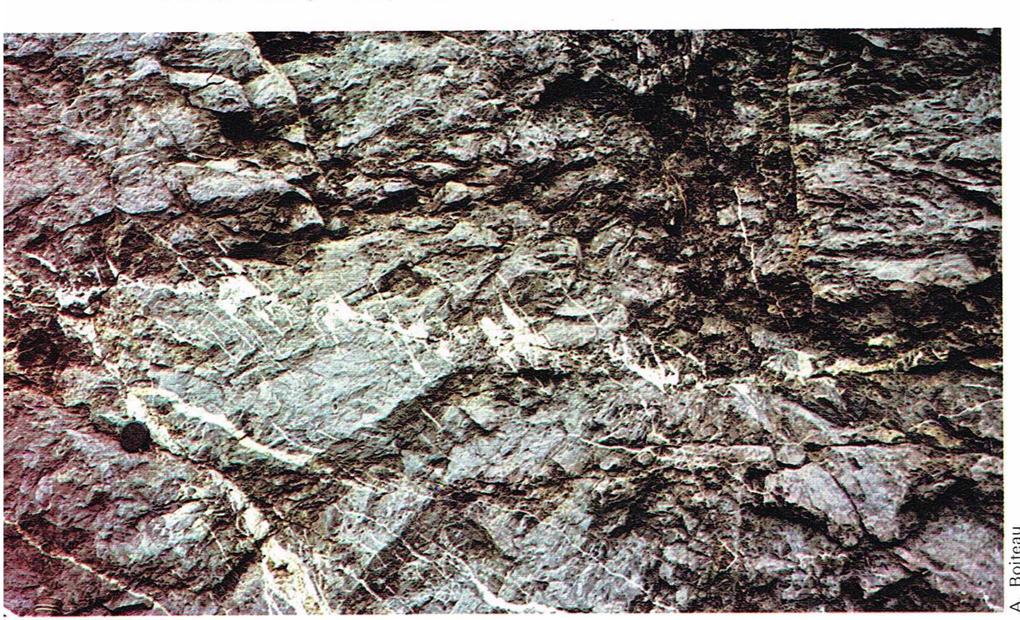
N. Santarelli



Richard Colin

▲ *Représentation schématique de* joints stylolitiques *et de* fentes de tension en échelon.

▼ *Un exemple de* veines de tension en échelon *dans des calcaires (Drôme).*



A. Boiteau

diaclases parallèles à la faille se développe considérablement. Dans les terrains sédimentaires, quand les diaclases sont bien développées, elles apparaissent groupées en systèmes associés qui découpent les roches en parallélépipèdes. Dans les terrains plissés, les systèmes associés principaux sont formés par les diaclases longitudinales et transversales par rapport à l'axe des plis ou par les diaclases diagonales qui se forment à environ 45° de part et d'autre de cet axe. Ces systèmes de diaclases se forment lors du plissement des roches, mais il peut exister en plus des diaclases antérieures ou postérieures à la formation des plis. Dans les roches éruptives, les diaclases peuvent se former lors du refroidissement des roches. L'étude des diaclases peut donner des renseignements sur la direction des efforts tectoniques, sur le nombre de phases tectoniques ayant mis sous contrainte les roches considérées, etc. Leur étude nécessite généralement de très nombreuses mesures.

Les **joints stylolitiques** sont des fractures obliques sur la stratification dont les deux lèvres s'interpénètrent par suite d'une dissolution sous l'action d'une pression orientée. Ce sont des surfaces irrégulières, accidentées par de petits pics. Les pics stylolitiques présentent une direction statistiquement constante, qui est la direction de raccourcissement, parallèle à la direction de la pression principale maximale σ_1. Il existe également des joints stylolitiques sédimentaires formés lors de la diagenèse des roches et parallèles à la stratification.

Les **fentes de tension** sont des fractures ouvertes, généralement remplies de produits de recristallisation (calcite ou quartz). Elles correspondent à des efforts d'extension et peuvent être obliques ou perpendiculaires à la direction d'allongement. Quand elles sont disposées en échelon, elles matérialisent un cisaillement potentiel.

Les schistosités

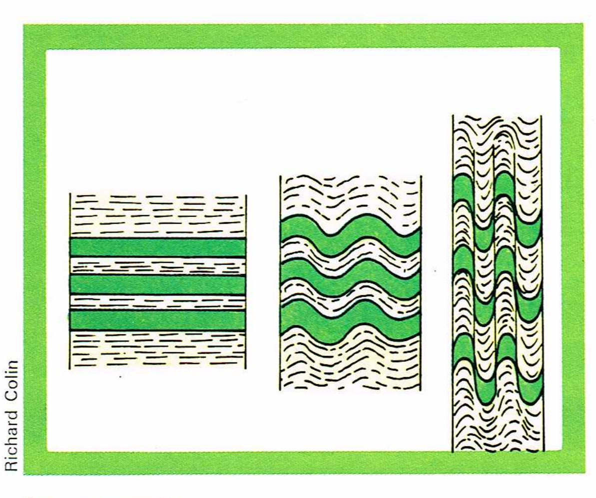
La schistosité est l'aptitude des roches à se casser suivant des plans parallèles, en feuillets de composition homogène plus ou moins minces. Elle est bien exprimée surtout dans les roches métamorphiques.

On distingue différents types de schistosité. La **schistosité de fracture** est un débit en feuillets grossiers, millimétrique à centimétrique. La **schistosité par microplis-failles** (strain-slip cleavage), qui se manifeste par une alternance régulière de zones microplissées et de zones fracturées affectant les flancs des microplis. Les **kink-bands** sont des plis dont le rayon de courbure est nul ou très faible et les flancs plans. Leur plan axial est bien exprimé. S'ils sont très rapprochés, ils déterminent une schistosité grossière. La schistosité par microplis-failles et par kink-bands n'apparaît que dans des roches finement litées, le plus souvent déjà schistosées. La **schistosité de flux** est très fine. La **foliation** est une schistosité de flux accompagnée d'une dissolution et d'une recristallisation orientée des minéraux de la roche (gneiss, amphibolites, etc.), chaque feuillet ayant une composition différente.

D'origine mécanique, la schistosité de flux et la foliation ne se forment que si les pressions sont suffisamment élevées et sont en relation étroite avec un aplatissement de la matière, perpendiculairement à la direction de la pression principale maximale σ_1. Elles sont généralement parallèles au plan axial des plis synschisteux. Dans le cas d'un pli déversé, renversé ou couché, on peut déterminer, d'après les rapports entre la schistosité et la stratification, si l'on a affaire à un flanc normal ou à un flanc inverse même si l'on ne connaît pas la polarité des couches. Dans un flanc normal, le pendage de la schistosité est supérieur au pendage des couches, alors que dans un flanc inverse, le pendage de la schistosité est inférieur à celui des couches. Cela n'est pas valable dans le cas de plis retournés (tête plongeante). D'autre part, la schistosité indique directement le sens de déversement des structures.

Les différents types de schistosité dépendent de la lithologie des roches et de la contrainte. Ainsi, dans le cas d'alternances de couches gréseuses et schisteuses, on peut observer dans un même échantillon une schistosité de fracture dans les grès et une schistosité de flux dans les schistes. D'autre part, si la schistosité est oblique sur la stratification dans les lits schisteux, elle se redresse dans les couches dures et devient proche de la perpendiculaire à ces couches. C'est le phénomène de *réfraction de la schistosité.*

En fonction de la contrainte, P. Fourmarier a montré que les différents types de schistosité apparaissent successivement en fonction de la profondeur dans une région donnée. En dessous d'un *front supérieur de schistosité,* situé à des profondeurs variables suivant les régions, apparaît une schistosité de fracture qui passe vers le bas à une schistosité de flux puis à la foliation. Chaque type de schistosité caractérise une zone. Les épaisseurs respectives des différentes zones dépendent de la lithologie et du gradient géothermique de la région considérée. Signalons, toutefois, qu'en dehors des zones de schistosité il peut se développer des schistosités locales le long d'accidents tectoniques.



Richard Colin

◀ *Représentation schématique du développement d'une schistosité de* **microplis-failles** *(strain-slip-cleavage).*

Les microplis

Ces plis, de taille inférieure à l'échelle du mètre, sont les homologues des plis de plus grande taille. On peut leur appliquer les mêmes méthodes d'étude.

Les linéations

Les linéations sont des petites structures linéaires qui se répètent au sein des roches. On exclut ainsi les stries de faille.

On distingue ainsi quatre types de linéations : les **linéations d'intersection,** correspondant à l'intersection de deux familles de plans, par exemple de la schistosité et de la stratification, ou de deux schistosités ; la linéation d'intersection de la schistosité et de la stratification est parallèle à l'axe des grands plis synschisteux ; les **linéations d'allongement,** qui résultent de l'étirement d'objets antétectoniques tels que les galets ou les fossiles, et qui indiquent statistiquement la direction de la pression principale minimale σ_3 ; les **linéations minérales,** dues à la croissance orientée de certains minéraux métamorphiques lors de la déformation, et qui matérialisent la direction de la pression principale minimale σ_3 ; enfin, les **linéations par axes de microplis,** parallèles à l'axe des grands plis si ceux-ci sont de même génération.

L'examen des relations existant entre les schistosités, les microplis et les linéations permet d'établir une chronologie relative des déformations quand plusieurs phases de déformations se sont superposées. Par exemple, l'observation d'une schistosité plissée ou de linéations déformées courbées dans la charnière d'un pli conduit à admettre l'existence d'au moins deux phases de déformations successives, l'une ayant donné naissance à la schistosité ou à la linéation, l'autre aux plis qui les déforment.

L'étude de ces roches au microscope permet de déterminer quels sont les minéraux de métamorphisme qui ont recristallisé lors des différentes phases tectoniques (minéraux antétectoniques, syntectoniques ou post-tectoniques). L'étude des mesures des différents éléments sur canevas de Wulff permet de définir la géométrie des grandes structures et la direction d'allongement de la matière pour chaque phase tectonique. Il n'est pas toujours facile de déterminer les rapports entre les différentes phases ainsi définies et les phases tectoniques définies à plus grande échelle. Cependant, on constate que, quelle que soit l'échelle, le mécanisme de la déformation et les directions de raccourcissement et d'allongement de la matière sont les mêmes pour une même phase de déformation.

Tectonique générale

Les types de déformations élémentaires étudiés ci-dessus se groupent dans l'espace et dans le temps pour former des chaînes de montagnes qui diffèrent les unes des autres par leur style tectonique, leur âge et leur localisation.

Le style tectonique

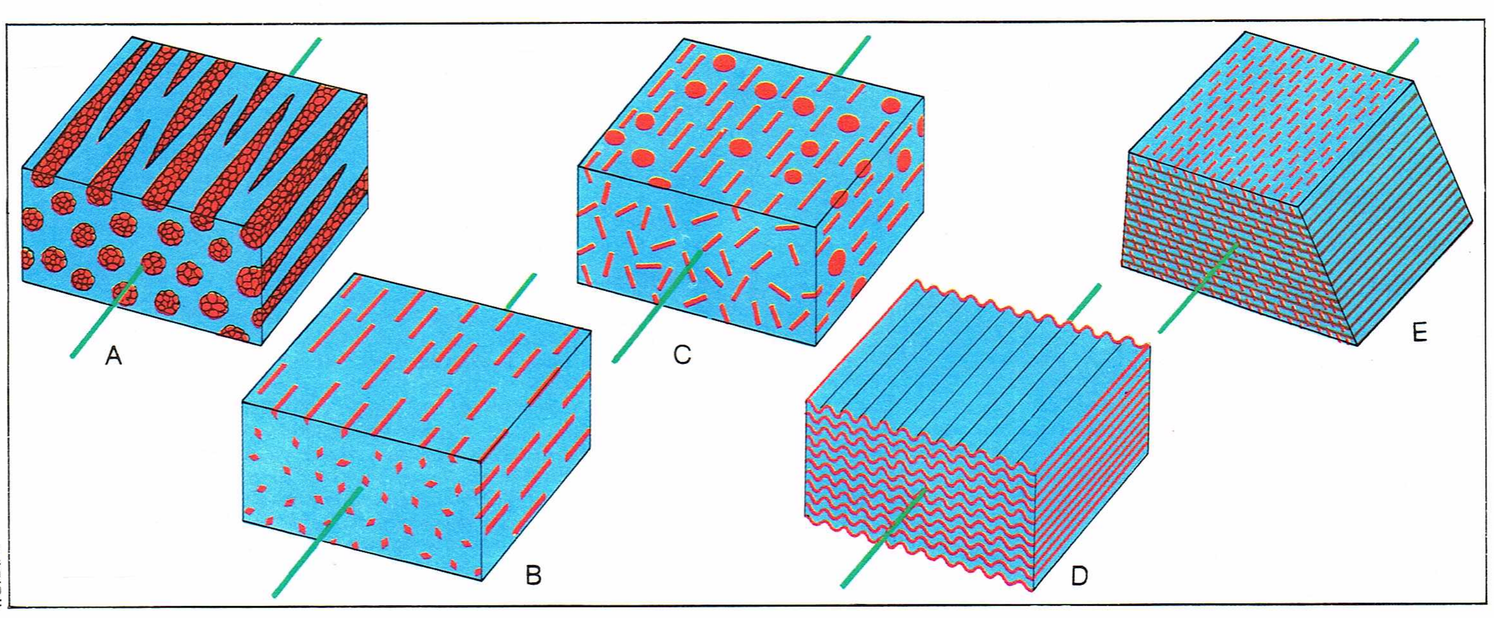
Le style tectonique d'une chaîne de montagnes ou d'une portion de chaîne est défini par le type de structures que l'on y rencontre. Il dépend de la nature du matériel tectonisé et du niveau structural.

La notion de socle et de couverture

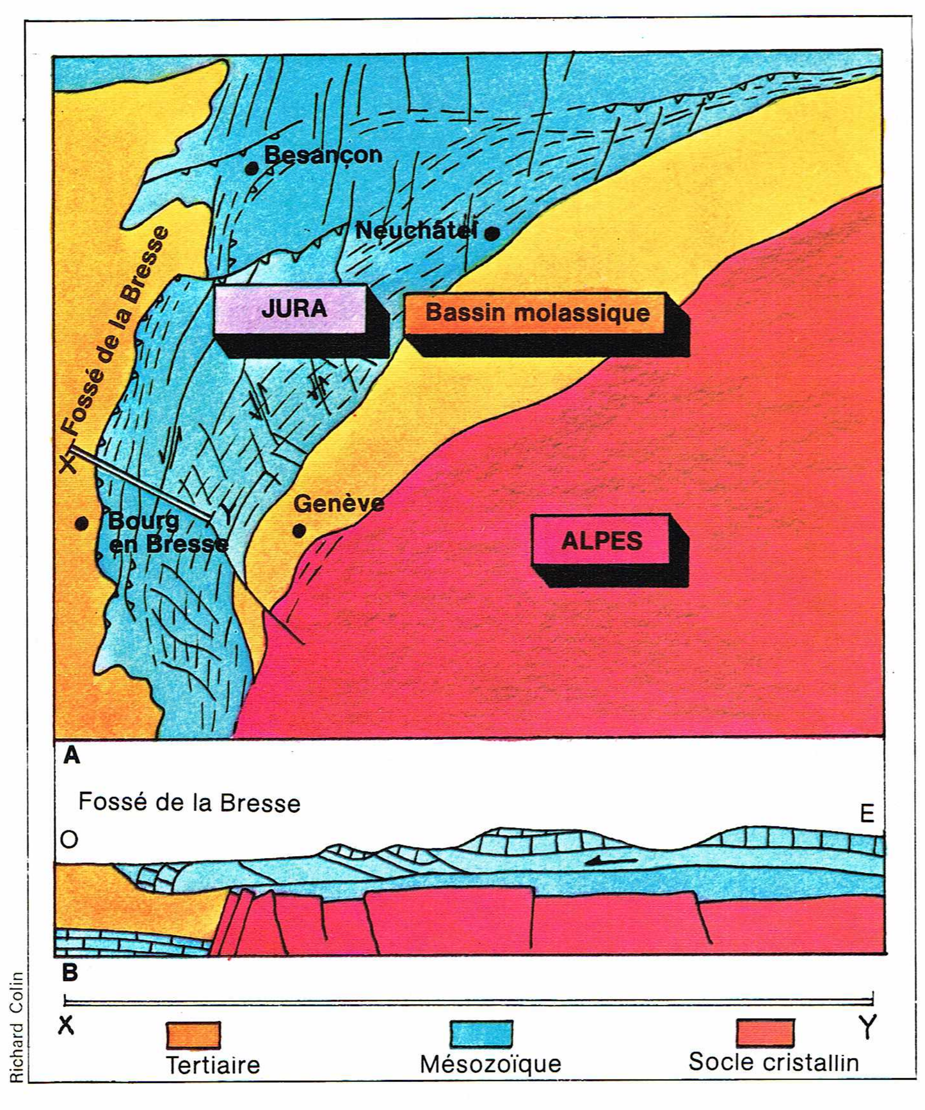
Par *socle* on entend des roches le plus souvent granitisées, métamorphisées ou très fortement plissées lors d'orogenèses anciennes. La *couverture* est formée de terrains sédimentaires plus récents qui reposent en discordance sur le socle préalablement érodé. En France, le socle est généralement constitué des terrains affectés par l'orogenèse hercynienne et les orogenèses antérieures. Il affleure en Bretagne, dans le Massif central, les Ardennes, les Vosges, les massifs cristallins des Alpes et des Pyrénées. La couverture comprend les terrains secondaires et tertiaires. Le socle et la couverture possèdent des propriétés mécaniques différentes. Lors des déformations tectoniques, le socle réagit le plus souvent aux compressions en se cassant, alors que la couverture se plisse.

Nous avons vu qu'il existe souvent au sein des séries sédimentaires des niveaux dysharmoniques et que ces niveaux permettent aux roches en profondeur de se déformer d'une manière différente de celle des roches sus-jacentes. A l'échelle d'une chaîne de montagnes, de tels niveaux jouent un rôle important car ils déterminent un style tectonique très différent selon qu'ils sont présents ou absents. En effet, si de tels niveaux

▼ *Représentation schématique de différents types de linéations : linéation d'***allongement,** *résultant de l'étirement d'agrégats polycristallins (A) ; linéations* **minérales,** *dues à la croissance orientée de certains minéraux aciculaires ou* **tabulaires** *(B et C) ; linéation par* **axes** *de* **microplis** *(D) ; linéation formée par l'intersection de deux systèmes de plans (E).*

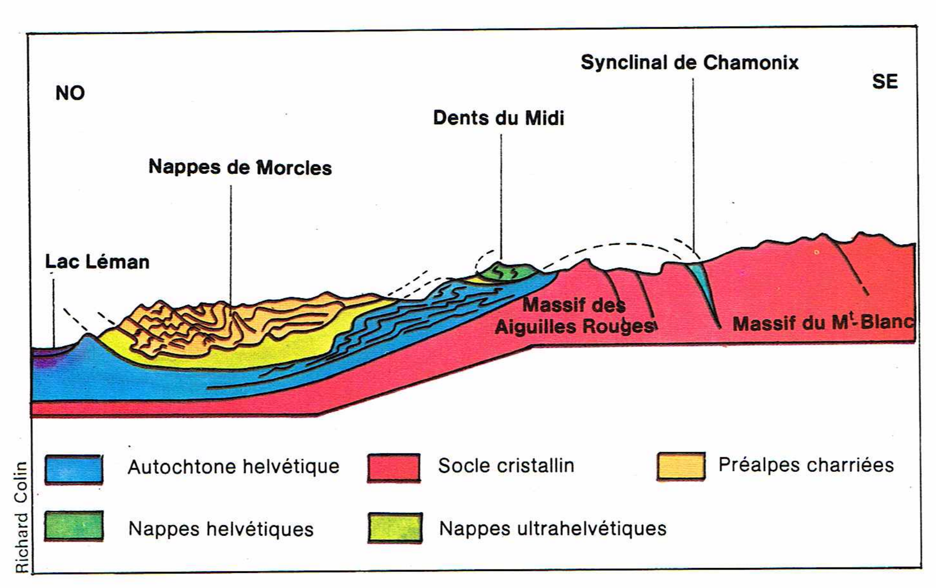


I.G.D.A.



▲ *Schéma structural du Jura (A); coupe de la bordure ouest du Jura (B) montrant le décollement et le chevauchement de la couverture mésozoïque sur le Tertiaire du fossé de la Bresse. Ces déformations datent de la fin du Miocène.*

▼ *Coupe des Alpes suisses montrant les relations entre la couverture secondaire plissée et charriée et le socle des massifs cristallins externes.*



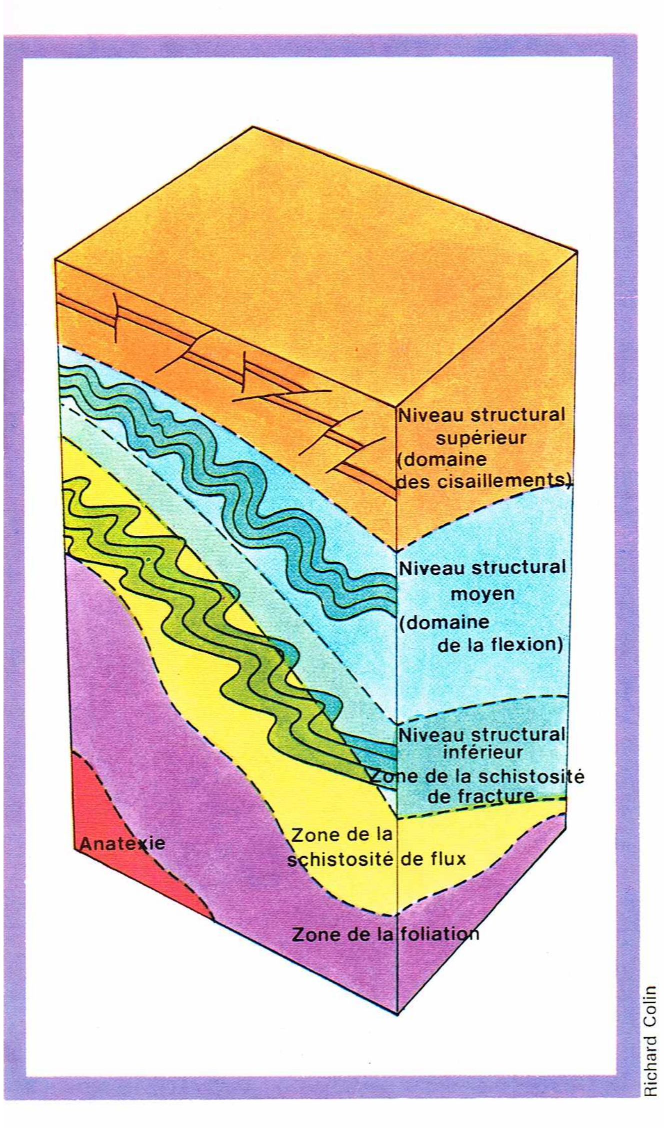
existent à la base de la couverture stratigraphique, ils déterminent un *décollement* des terrains sus-jacents, et le socle ainsi que la couverture se déformeront de manière plus ou moins indépendante. On est amené dans ce cas à envisager séparément la tectonique propre au socle et celle de la couverture. Dans le cas où un tel décollement de la couverture n'intervient pas, celle-ci se moule sur les déformations cassantes du socle.

Dans le Jura et les Alpes externes, il existe un niveau général de décollement représenté par le Trias salifère et gypseux du Werfénien supérieur et du Keuper. Dans ce cas, la notion de socle peut être différente pour un tectonicien et un stratigraphe. En effet, les quartzites du Werfénien inférieur, situés sous le niveau de décollement, sont restés mécaniquement solidaires du socle paléozoïque; ils font partie du socle pour un tectonicien, de la couverture pour un stratigraphe. De plus, il peut exister différents niveaux de dysharmonie au sein de la couverture qui déterminent soit des dysharmonies de plissement, soit des clivages entre différentes unités tectoniques indépendantes. Dans les Alpes internes, par exemple, les serpentinites du Jurassique ont souvent joué le rôle de niveaux de décollement secondaires.

Notons que le socle ne se déforme pas toujours de manière cassante. Dans les boucliers anciens, il peut former de vastes bombements de grandes dimensions (1 000 km^2) à très grand rayon de courbure. On donne le nom d'*antéclises* à de tels bombements anticlinaux, et celui de *synéclises* à de grandes dépressions synclinales. Dans certaines conditions, le socle peut se déformer lui aussi de manière souple et se plisser. En particulier, dans les parties profondes des zones internes des Alpes, le socle a été ramolli lors du métamorphisme alpin et a pu former des plis non déroulables, ressemblant aux plis diapirs des terrains salifères, et des nappes souples (nappes simplo-tessinoises). Il ne s'agit plus alors à proprement parler de « tectonique de socle », terme mécanique impliquant la rigidité du matériel. A ce domaine où les roches cristallines se déforment de manière plastique on donne le nom d'*infrastructure,* par opposition à la *superstructure* où le socle reste rigide. Dans l'infrastructure, la discordance entre la couverture migmatisée et le socle ramolli s'efface, et l'on observe un phénomène de *mise en accordance* du socle et de la couverture, qui réagissent de la même manière aux déformations.

Dans la superstructure, si le socle et la couverture ne se déforment pas de la même manière en raison de leurs propriétés mécaniques différentes, il existe des relations entre la tectonique du socle et celle de la couverture. Par exemple, dans des terrains sédimentaires plus ou moins horizontaux, comme ceux qui forment le Bassin parisien, il est possible de localiser en profondeur, dans le socle, des accidents cassants, prolongation des grandes cassures qui affectent le socle du Massif central. Ces accidents se traduisent en surface par des ondulations à grand rayon de courbure, dont l'anticlinal du Bray est la plus importante.

Dans le Jura, le socle n'affleure pas et n'est connu que par sondages. Il est analogue au socle affleurant dans le Massif central; tout comme lui, il est affecté par de grandes cassures de direction nord-sud et nord-est, sud-ouest, d'âge oligo-miocène. Ces cassures se prolongent au nord dans les Vosges et le fossé Rhénan. La couverture est formée par des terrains d'âge secondaire, entièrement décollés au niveau du Trias gypseux. Elle présente des plis, de style coffré, de direction nord-est-sud-ouest, et des chevauchements de même direction. En particulier, les sondages ont montré que la couverture du Jura chevauche sur plusieurs kilomètres le Tertiaire du fossé de la Bresse. Ces déformations datent de la fin du Miocène. Lors du plissement de la couverture à cette époque, les failles préexistantes de direction nord-est-sud-ouest ont été plissées et ont donné ce que l'on appelle des failles-plis. Les failles de direction nord-sud ont rejoué en décrochements senestres, ce qui s'est traduit par la formation de plis en nombre différent de part et d'autre de ces décrochements. La disposition en échelons fréquente des plis de la couverture confirme le jeu décrochant senestre de ces failles. On interprète les plis et les chevauchements observés dans la couverture, qui témoignent d'une compression et d'un raccourcissement de celle-ci, comme la conséquence d'un raccour-



◀ ***Bloc diagramme montrant de façon très schématique la répartition des niveaux structuraux dans une portion d'écorce plissée (d'après F. Arthaud, 1970).***

cissement du socle par le jeu décrochant des failles lors de la phase de compression de la fin du Miocène.

Dans les Alpes, où les déformations ont été plus intenses que dans le Jura, on a pu mettre en évidence l'action du socle sur les déformations de la couverture. Par exemple, le socle affleurant dans les massifs cristallins externes du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges apparaît divisé en écailles poussées les unes sur les autres par suite d'une compression latérale. La couverture secondaire a été pincée et écrasée entre ces blocs déplacés. Chassée de l'intervalle séparant les blocs du socle, elle a glissé en formant des nappes superposées. La nappe de Morcles, par exemple, est formée par les roches sédimentaires initialement comprises entre le massif du Mont-Blanc et celui des Aiguilles Rouges et chassées par le rapprochement de ces deux massifs, qui ne sont plus séparés actuellement que par l'étroit synclinal de Chamonix, occupé par du Lias et du Trias très écrasés.

La notion de niveau structural

L'analyse de la répartition des différents mécanismes de déformation montre qu'ils se retrouvent toujours dans le même ordre, l'allure des structures variant en fonction de la profondeur dans une région donnée. Au sein de l'écorce terrestre, la température et la pression augmentent avec la profondeur jusqu'à atteindre environ 1 000 °C et 10 kilobars. Dans ces conditions le comportement des roches se modifie, comme le montre la mécanique des roches.

On appelle *niveau structural* une portion de l'écorce terrestre où les roches montrent un type donné de déformation. On distingue généralement un *niveau structural supérieur,* superficiel, caractérisé par une faible contrainte et une basse température. La plupart des roches ont alors un comportement fragile et ce domaine est essentiellement celui de la fracture. C'est aussi le domaine des glissements superficiels, dus à la gravité, sur des niveaux plastiques. Dans le *niveau structural moyen,* la contrainte est suffisante pour que les roches se déforment de manière plastique. C'est le domaine de la flexion, donnant lieu à des plis isopaques. Le *niveau structural inférieur* est le domaine des plis semblables formés par aplatissement, de la schistosité et du métamorphisme régional. Il existe dans le niveau structural inférieur différentes zones suivant le type de schistosité qui y apparaît, de haut en bas : la zone à schistosité de fracture, la zone à schistosité de flux et la zone à foliation. La schistosité apparaît de plus en plus couchée, horizontale, en profondeur par suite de la difficulté pour les roches à vaincre la pression lithostatique exercée par les roches sus-jacentes et à s'échapper vers le haut. Enfin, à une profondeur variable, la forte température régnante permet l'écoulement des roches, qui deviennent plus ou moins fluides. C'est le domaine de l'*infrastructure* et des migmatites, comprenant aussi bien un vieux socle remobilisé qu'une proportion variable de couverture. Le passage d'un niveau structural à un autre est progressif, et l'on peut rencontrer des zones où ont lieu en même temps deux mécanismes de déformation différents, suivant la lithologie des roches.

A partir de la notion de niveau structural, on peut tenter de comparer différentes régions plissées. Cela est rendu difficile par le fait que les édifices orogéniques résultent de plusieurs phases de déformation superposées. On considère les déformations résultant de la phase de compression principale. Excepté cette difficulté et les différences de lithologie, l'apparition des différents niveaux structuraux dépendra des conditions de températures et de pressions lors des déformations et variera d'une région à l'autre. Par exemple, la profondeur à laquelle apparaîtra la zone à schistosité de flux et son épaisseur dépendront des conditions de températures et de pressions régnant durant le plissement dans la région considérée.

Certaines chaînes, comme le Jura, ne comportent pas de zone à schistosité mais présentent seulement les structures des niveaux structuraux supérieur et moyen. Dans ce cas, la compression et le raccourcissement ont été faibles. D'autres chaînes ne comportent que la partie supérieure du niveau structural inférieur, sans zone à foliation et avec un métamorphisme faible. D'autres chaînes, comme les Alpes, où apparaissent les niveaux les plus profonds de l'infrastructure, ont subi un raccourcissement très important et une tectogenèse complexe associée à des recristallisations métamorphiques importantes.

La difficulté de mesurer quantitativement le taux de déformation, la durée et la valeur de la contrainte tectonique a limité jusqu'à présent les possibilités de comparaison des différentes chaînes de montagnes entre elles.

Les tectoniques superposées

Nous avons vu en abordant la notion de socle et de couverture que différentes orogenèses se sont succédé dans le temps, des terrains plus récents venant reposer en discordance sur des terrains déjà granitisés, métamorphisés et plissés, et pouvant être à leur tour plissés et métamorphisés. On distingue depuis la formation de la Terre différents *cycles orogéniques,* au cours desquels se produisirent d'importants phénomènes de compression de l'écorce terrestre ayant donné lieu à des chaînes de montagnes.

Un cycle orogénique a donné lieu à la *chaîne huronienne* à la fin du Précambrien. Plusieurs autres cycles ont existé au cours des temps très longs de cette ère (plus de trois milliards d'années), mais il est difficile de reconstituer leur chronologie et leur extension. On les connaît dans les vieux boucliers continentaux au Canada, en Sibérie, en Scandinavie, en Afrique, au Brésil, etc. En France, on trouve des traces de ces orogenèses dans les massifs anciens comme la Bretagne *(orogenèse briovérienne)* et le Massif central, mais elles sont en grande partie masquées par les orogenèses ultérieures.

Le cycle orogénique suivant aboutit à la formation de la *chaîne calédonienne* à la fin du Dévonien ; il est bien connu en Écosse, en Scandinavie, en Sibérie et dans les Appalaches aux États-Unis. En France, des déformations calédoniennes existent dans les Ardennes par exemple.

▶ ***Page ci-contre, le massif cristallin externe du Pelvoux avec le pic de la Grave et, dans le fond, le glacier de la Selle; la surrection de ce massif date de la fin du Miocène et du Pliocène inférieur.***

Au Carbonifère eut lieu le paroxysme de l'*orogenèse hercynienne* qui a affecté les roches formant actuellement les massifs anciens français (Bretagne, Massif central, Vosges, Ardennes, massifs cristallins des Alpes et des Pyrénées).

Le dernier cycle est celui de l'*orogenèse alpine*. Commencé au Mésozoïque, il a donné les plus grands reliefs actuels (Alpes, Pyrénées, Himalaya, chaînes péripacifiques, Andes, montagnes Rocheuses).

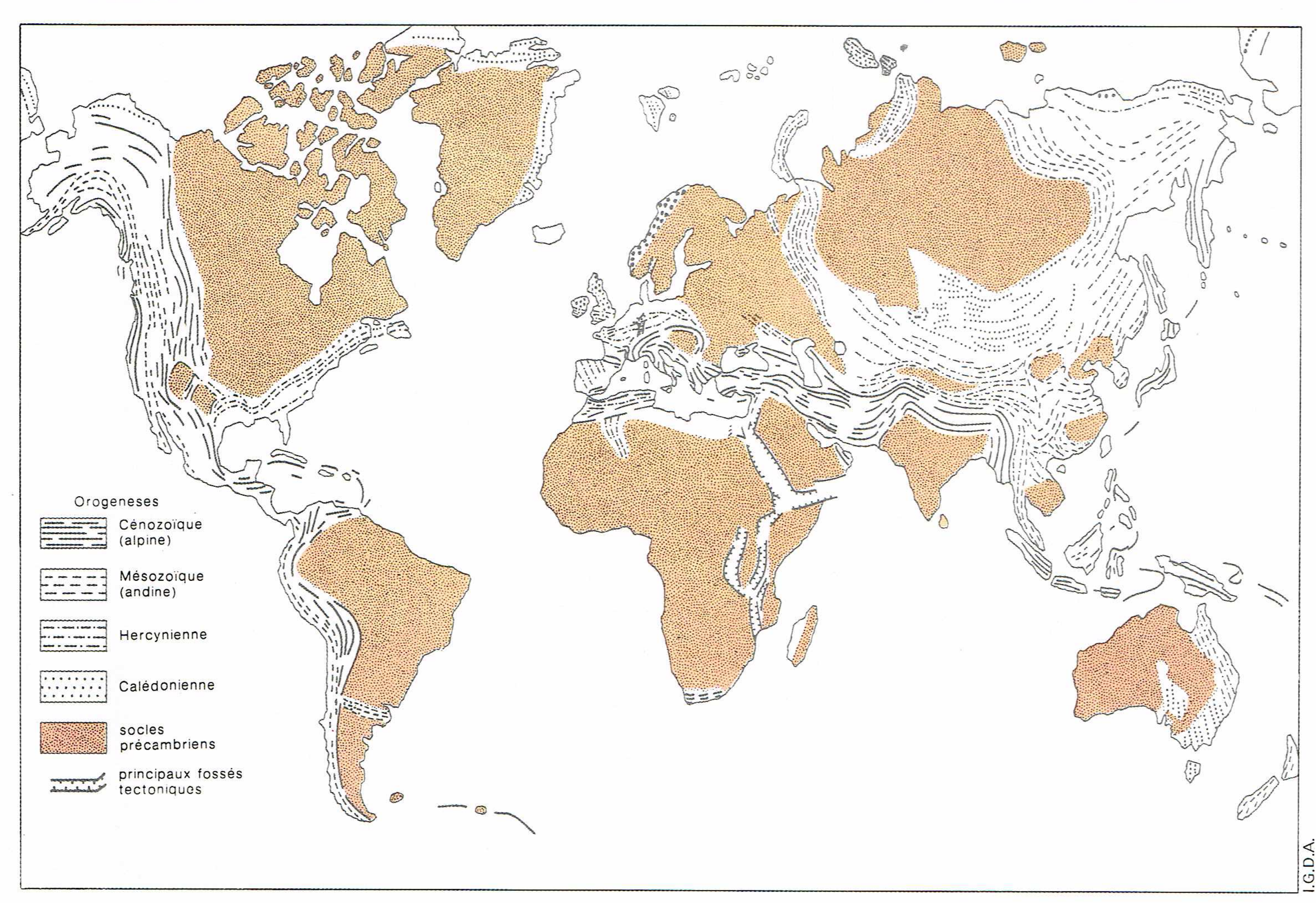
Si l'on considère une région limitée de l'écorce terrestre, on peut admettre qu'entre un cycle orogénique et le suivant, il y a eu une période de calme orogénique au cours de laquelle la chaîne de montagnes précédente à peine surélevée était arasée et des sédiments se déposaient en discordance sur la surface d'érosion ainsi formée. Mais si l'on considère l'ensemble de la surface terrestre, on constate que cette division en cycles orogéniques est quelque peu arbitraire car les phénomènes de plissement n'ont pas été simultanés sur tout le globe. Des mouvements plus ou moins intenses ont affecté à toute époque des régions diverses de la planète.

Il est parfois difficile d'attribuer à l'un ou à l'autre des quatre grands cycles distingués les déformations que l'on observe dans une région. Des mouvements de la fin du Trias ou du Jurassique, par exemple, peuvent être considérés comme des mouvements tardifs du cycle hercynien ou comme des mouvements précoces du cycle alpin. Cependant, les quatre cycles distingués depuis la fin du Précambrien correspondent à des paroxysmes de déformation ayant affecté des régions très diverses de l'écorce.

La durée de chaque grand cycle a été d'environ 200 millions d'années, y compris la période de calme et de sédimentation précédant l'orogenèse responsable de la formation des chaînes de montagnes.

Au cours de chaque cycle orogénique se sont succédé plusieurs *phases tectoniques* ayant donné lieu à des structures de nature et de direction différentes et qui ont pu n'affecter qu'une partie restreinte de la chaîne en formation. C'est ainsi que l'édifice tectonique alpin résulte de toute une série de déformations qui se sont succédé depuis le Crétacé moyen jusqu'à l'époque actuelle. Cette superposition de plusieurs épisodes de déformation conduit à des structures très compliquées dans le détail. On connaît une phase tectonique du début du Crétacé supérieur dans le Dévoluy qui s'est traduite par des plis de direction est-ouest. A cette même époque, dans les Alpes occidentales, n'avaient lieu que des changements de sédimentation indiquant des mouvements tectoniques peu importants, essentiellement verticaux. De la fin du Crétacé au début de l'Oligocène, se sont succédé de manière presque continue différentes déformations qui ont donné lieu à des plissements de direction nord-sud, à la mise en place de différentes nappes de charriage d'est en ouest, au métamorphisme et au rétrocharriage d'ouest en est des parties internes des Alpes. A la fin de l'Oligocène, ont eu lieu des mouvements verticaux de surrection ou d'affaissement de certains secteurs de la chaîne. Enfin, à la fin du Miocène et au Pliocène inférieur, une autre série de mouvements a provoqué le plissement des nappes déjà mises en place et celui des parties externes de la chaîne jusqu'alors non déformées (Préalpes), ainsi que la surrection des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Pelvoux, Argentera, etc.). Les reliefs actuels de la chaîne alpine sont dus à ces mouvements tardifs de surrection, accompagnés de mouvements d'effondrements (plaine du Pô) causés par des failles en extension qui ont provoqué le morcellement de la chaîne qui, en même temps, se trouvait soumise à une érosion intense.

La trace des déformations superposées est souvent conservée dans la structure intime des roches. L'analyse microtectonique des déformations permet de distinguer et d'ordonner chronologiquement les phases successives ayant affecté les roches, et d'établir leur relation avec les phases de recristallisation métamorphique.



▼ ***Répartition à la surface terrestre des chaînes de montagnes ayant pris naissance au cours des grands cycles orogéniques.***



Binois - Pitch

La répartition spatiale des différentes chaînes

Si l'on observe la répartition à la surface du globe des chaînes formées à des époques différentes, on peut considérer en première approximation que les domaines affectés par des plissements sont juxtaposés les uns aux autres, les chaînes les plus récentes étant situées à la périphérie des chaînes les plus anciennes. Ainsi, au Canada, les chaînes les plus anciennes constituent le Bouclier canadien, domaine resté stable depuis la fin du Précambrien *(craton)*, et sont bordées successivement par les chaînes calédonienne, hercynienne et alpine. De telles observations ont conduit à la notion de l'*accroissement progressif des continents*. Cependant, quand on étudie plus en détail les relations existant entre les différentes chaînes, on s'aperçoit que des plissements d'âge différent ont pu affecter à plusieurs reprises une même région de l'écorce. Par exemple, les massifs cristallins des Alpes et des Pyrénées sont formés de roches anciennes affectées par l'orogenèse hercynienne et qui ont à nouveau été déformées et métamorphisées lors de l'orogenèse alpine. Les chaînes successives se disposent, en fait, obliquement les unes par rapport aux autres, et la surface des continents ne s'accroît pas régulièrement.

D'après leur style tectonique et leur position à la surface du globe, on distingue parmi les chaînes récentes : les *chaînes de montagnes intracontinentales,* ou *intracratoniques,* développées sur les cratons, et les *chaînes péricontinentales,* formées sur les bordures d'un continent. Parmi les chaînes péricontinentales, on distingue encore les *chaînes bicontinentales* ou *géosynclinales* et les *chaînes liminaires*.

Comme exemples de chaînes intracontinentales, on peut citer la chaîne pyrénéenne et le Jura, caractérisés par un raccourcissement faible, et par l'absence ou le faible développement des zones métamorphiques.

Les chaînes géosynclinales, dont l'exemple typique est la chaîne alpine, sont caractérisées par une évolution paléogéographique particulière, la présence de flysch et de roches ultrabasiques, nommées ophiolites, et un grand raccourcissement marqué par des nappes de charriage ainsi qu'un métamorphisme régional important. Elles sont comprises entre deux masses continentales.

Les chaînes liminaires, dont l'exemple typique est la chaîne andine qui s'étend sur plus de 10 000 km, diffèrent des chaînes géosynclinales par l'absence de flysch et d'ophiolites, de nappes de charriage, de métamorphisme régional, et l'abondance des roches volcaniques de type andésitique. Malgré ces différences, on peut relever certains traits communs aux chaînes de types géosynclinal et liminaire, en particulier leur différenciation en zones externes et zones internes ayant une évolution paléogéographique et tectonique différente, leur évolution semblable dans le temps et la présence constante de phases tectoniques superposées.

Sens de la migration orogénique

Zones externes

Zones internes

Avant-pays

Miogéosynclinal

Eugéosynclinal

Aire continentale

Aire océanique

Richard Colin

▲ *Représentation schématique de la formation d'une chaîne de montagnes : stade de sédimentation géosynclinale (en pointillé : flysch; en noir : ophiolites).*

▼ *Le Jura, ici la reculée de Baume-les-Messieurs, est un exemple de chaîne intracontinentale, caractérisée par un raccourcissement faible, et l'absence ou le faible développement des zones métamorphiques.*



M. Cambazard - Pitch

La formation d'une chaîne de montagnes

L'étude comparée de la formation et de l'évolution des chaînes de montagnes montre que l'on peut, très schématiquement, distinguer trois stades d'évolution d'une chaîne en cours de formation : un stade de sédimentation, un stade de tectogenèse et un stade de réajustements verticaux.

Le stade de sédimentation

Ce premier stade correspond à la période d'accumulation des sédiments dans la zone où sera localisée ultérieurement la chaîne de montagnes. Dans les chaînes géosynclinales, cette zone constitue un sillon allongé, plus ou moins étroit, où se déposent des séries sédimentaires marines généralement très épaisses (jusqu'à 10 000 m), et qui peuvent avoir des faciès différents de ceux des régions voisines. Ce sillon est encore appelé géosynclinal. Il n'est, le plus souvent, pas simple mais divisé en une série de rides et de sillons secondaires caractérisés chacun par une sédimentation différente. On distingue généralement un sillon *miogéosynclinal,* externe, bordant l'avant-pays, et un sillon *eugéosynclinal,* interne, situé du côté océanique. Ce dernier est caractérisé par la présence de flyschs précoces, sédiments marins terrigènes à alternances rythmiques grésopélitiques déposés dans des fonds plus ou moins profonds, et la présence d'ophiolites, ensemble de roches comprenant des roches ultrabasiques (péridotites, serpentinites) et des roches basiques (gabbros) souvent accompagnées de pillow lavas, roches volcaniques d'épanchement sous-marin.

Différentes hypothèses ont été émises quant à l'origine de ces ophiolites. Elles sont considérées soit comme des intrusions ou des extrusions sur le fond du géosynclinal, accompagnées de cristallisations différentielles, soit comme des matériaux du manteau supérieur mis en place sous forme de diapirs dans le géosynclinal, soit encore comme des fragments de croûte océanique et de manteau supérieur mis en place tectoniquement dans les séries géosynclinales lors des phases tectoniques. (Cette dernière hypothèse semble actuellement démontrée.) Le miogéosynclinal comprend des séries généralement moins épaisses avec des flyschs plus tardifs que dans le sillon eugéosynclinal et sans ophiolites.

Les chaînes liminaires sont caractérisées par des formations terrigènes continentales. Il ne s'y dépose pas de sédiments de type flysch. On peut distinguer, là encore, des zones externes et des zones internes, ces dernières étant caractérisées par un puissant volcanisme andésitique.

L'accumulation très épaisse des sédiments dans les sillons géosynclinaux, alors que les sédiments présentent souvent des faciès d'eau peu profonde, est expliquée par une *subsidence* du fond des sillons, c'est-à-dire par un mouvement d'enfoncement progressif dû en partie au poids des sédiments eux-mêmes mais aussi à des mouvements actifs d'affaissement de l'écorce terrestre, moins épaisse en cet endroit.

La durée du stade de sédimentation est très longue : plus de 100 millions d'années.

Le stade de tectogenèse

Généralement, la période de sédimentation est brutalement interrompue par une période de compression entraînant la formation de plis, de failles et de chevauchements. Ces phénomènes constituent la *tectogenèse,* ou genèse des structures. Plusieurs phases tectoniques se succèdent, au cours desquelles peuvent avoir lieu le métamorphisme régional des parties les plus profondes de la chaîne et des phénomènes de magmatisme se traduisant par des intrusions granitiques ou granodioritiques successivement syntectoniques et post-tectoniques. Au cours de ce stade on observe une migration des déformations, plus anciennes dans les zones internes, vers les zones externes où elles sont plus récentes. Lors de la principale phase de plissements, les zones internes se déversent vers les zones externes.

La durée de cette période est plus courte que celle du stade de sédimentation : 30 à 50 millions d'années environ. Simultanément a lieu l'*orogenèse,* c'est-à-dire la genèse des reliefs. Dès la surrection de la chaîne, celle-ci commence à être érodée et des sédiments molassiques se déposent en bordure des reliefs.

Le stade de réajustements verticaux

A la période de compression succède une période de distension de l'écorce avec réajustements verticaux, au cours de laquelle certaines parties de la chaîne s'effondrent alors que d'autres continuent à se soulever, ce qui provoque la formation de horsts et de grabens disloquant la chaîne à l'emporte-pièce. Le jeu de failles en extension s'accompagne de phénomènes volcaniques basaltiques. En même temps, l'érosion de la chaîne se poursuit et fait apparaître en surface des roches qui s'étaient déformées et métamorphisées à grande profondeur, jusqu'à aboutir à la pénéplanation totale de la chaîne.

Cette évolution caractérise aussi bien les chaînes de montagnes récentes que les chaînes plus anciennes, dans la mesure où il est possible de les reconstituer. Ainsi, pour la chaîne hercynienne d'Europe, on peut reconnaître durant le stade de sédimentation au Dévonien et au Carbonifère inférieur une organisation paléogéographique semblable à celle des chaînes plus récentes. En particulier, on y distingue des zones externes, miogéosynclinales, dépourvues de flysch, et des zones internes, eugéosynclinales, à ophiolites et flysch bien développés (faciès culm). Durant le stade de tectogenèse se sont développés des phénomènes magmatiques (granites syntectoniques du sud de la Bretagne en bandes allongées et granites post-tectoniques à auréoles de métamorphisme de contact) et des phénomènes métamorphiques. Enfin, au Carbonifère supérieur, des failles d'extension ont découpé la chaîne hercynienne déjà formée, provoquant la formation de bassins d'effondrement remplis de séries continentales (bassins houillers limniques).

Cependant, dans les chaînes anciennes, les roches métamorphiques et magmatiques ont une extension beaucoup plus importante que dans les chaînes récentes. Le type de métamorphisme semble également différent : il correspond à des températures de formation plus élevées et à des pressions moins fortes que dans les chaînes récentes. Certains auteurs attribuent ces différences à des niveaux plus profonds d'érosion des chaînes anciennes, d'autres à des conditions différentes de formation des chaînes dans le passé.

THÉORIES OROGÉNIQUES

Les théories orogéniques ont pour but d'expliquer la genèse des chaînes de montagnes à l'échelle du globe terrestre, les lois de leur répartition spatiale et temporelle et les causes ayant provoqué l'orogenèse.

De nombreuses théories orogéniques ont été proposées au cours de l'histoire. Certaines théories proposées dans le passé sont actuellement complètement abandonnées. Les théories modernes font largement appel aux données de la géophysique ayant trait à la structure interne du globe terrestre, aux anomalies gravimétriques et magnétiques de l'écorce terrestre et à la morphologie et la nature des fonds océaniques. Soulignons que ces données se rapportent à l'état *actuel* du globe, alors que la tectonique est l'étude de l'évolution du globe dans le passé. Nous envisagerons successivement les principales hypothèses qui ont été proposées historiquement.

La théorie des cratères de soulèvement

La théorie des cratères de soulèvement, qui date de la fin du XVIIIe siècle, est la plus ancienne des théories orogéniques. Elle était fondée sur l'observation et l'interprétation des phénomènes volcaniques; la formation des chaînes de montagnes était expliquée par un soulèvement et des dislocations résultant de la poussée d'énormes masses fondues remontant de la profondeur du globe. En fait, si les phénomènes volcaniques sont associés aux phénomènes tectoniques, ils n'en sont pas la cause.

Plus tard, une théorie a voulu expliquer la formation des chaînes de montagnes par le métamorphisme régional « géosynclinal » qui aurait provoqué un gonflement et des déformations. Mais toutes les chaînes ne comportent pas de roches métamorphiques, et, là où il existe, le métamorphisme n'est pas antétectonique mais contemporain des déformations tectoniques. La liaison entre ces différents phénomènes ne peut s'expliquer en considérant l'un comme la cause de l'autre; cependant, une théorie orogénique doit pouvoir expliquer leurs relations de manière générale.

La théorie de la contraction du globe par refroidissement

Cette théorie, proposée par Élie de Beaumont en 1829, est fondée sur l'hypothèse que le globe, formé à haute température, se serait refroidi au cours des temps géologiques. Le refroidissement se serait traduit par une diminution de son volume interne; la partie superficielle, ou écorce terrestre, déjà refroidie et devenue rigide, se serait adaptée à ce changement de volume interne en se ridant et se plissant « à la manière dont une pomme se ride avec le temps ». Élie de Beaumont pensait que le globe terrestre en se contractant prenait la forme d'un dodécaèdre pentagonal dont les arêtes auraient correspondu aux différentes chaînes de montagnes. D'autres auteurs soutenaient que la Terre prenait en se contractant la forme d'une pyramide.

Malgré la faveur dont a joui cette théorie pendant longtemps, elle est aujourd'hui complètement abandonnée. De nombreuses critiques lui ont été adressées. D'une part, la contraction par refroidissement devrait se manifester avec une certaine continuité, alors que les orogenèses se sont succédé de manière discontinue dans le temps et que des phases de compression ont alterné avec des phases d'extension. De plus, il n'est pas prouvé que la Terre se soit contractée, car le refroidissement de la surface est compensé par une augmentation de chaleur au sein de la Terre due à la désintégration de corps radio-actifs. Différents auteurs, au contraire, ont proposé l'hypothèse d'une expansion généralisée du globe terrestre.

▼ ***Le géophysicien et météorologiste allemand Alfred Wegener (1880-1930), à qui l'on doit notamment la théorie de la dérive des continents.***



La théorie isostasique

Cette théorie est basée sur la notion d'*isostasie* introduite par Dutton en 1889 et qui est fondée sur des observations gravimétriques. L'isostasie est l'état d'équilibre gravitationnel approximatif des masses rocheuses à l'intérieur de l'écorce terrestre, lié au fait que les masses tendent à se répartir dans l'écorce de telle manière que leur poids dans toutes les colonnes verticales au-dessus d'un niveau de compensation isostasique est constant, que ce soit sous un continent, un océan ou un relief élevé.

Selon la théorie isostasique, la formation des chaînes de montagnes serait due à des mouvements destinés à rétablir les conditions d'équilibre isostasique, rompues du fait de l'allégement des continents en raison de l'érosion et de l'alourdissement des océans par suite de la sédimentation. Pour rétablir l'équilibre, des mouvements compensateurs auraient lieu dans le magma profond qui auraient pour effet de déterminer la formation d'un bourrelet, isostasiquement déséquilibré, au large de la zone de sédimentation. Ce bourrelet, à son tour, provoquerait le rejet des sédiments responsables du déséquilibre initial vers les bords des continents, en formant des plis et des nappes de charriage. De cette façon, les continents s'alourdiraient, ce qui compenserait l'allégement provoqué par l'érosion et rétablirait l'équilibre isostasique. Mais cette théorie n'explique ni les raisons pour lesquelles les masses magmatiques se seraient déplacées vers l'océan et non vers le continent, où la pression était moindre, ni la répartition des chaînes de montagnes à la surface du globe.

La théorie de la dérive des continents

La notion d'une dérive possible des continents a été émise dès le XVIIe siècle; mais c'est A. Wegener qui, en 1915, en coordonna les idées essentielles et apporta des arguments importants. Il montra, notamment, que l'Afrique et l'Amérique du Sud ont une configuration telle qu'en les juxtaposant ces deux continents viennent s'encastrer exactement l'un dans l'autre. Cette analogie de formes est renforcée par des analogies de constitution géologique, certaines structures géologiques, orographiques et certains alignements volcaniques se prolongeant d'un continent à l'autre. Wegener montra également certaines affinités entre les flores permo-carbonifères de continents actuellement éloignés les uns des autres. Pour expliquer la distribution, dans les séries stratigraphiques des divers continents, de certains sédiments se formant dans des conditions climatiques bien particulières tels que les dépôts d'évaporite, les récifs coralliens, les dépôts glaciaires et houillers, il admit que par le passé les continents avaient une distribution différente de la distribution actuelle. Ainsi, pour expliquer la répartition des dépôts fluvio-glaciaires (tillites) d'âge permo-carbonifère sur des continents aussi éloignés que l'Amérique du Sud, l'Afrique, Madagascar, l'Inde, l'Australie et l'Antarctique, il regroupa autour du pôle Sud ces différents continents, constituant un immense ensemble qu'il appela le continent du *Gondwana*. D'autre part, les terres actuellement réparties dans l'hémisphère boréal, l'Amérique du Nord, le Groenland, l'Europe et l'Asie furent regroupées en une vaste *Laurasia*, à climat équatorial, séparée du continent de Gondwana par un océan, la *Téthys*. Au cours des temps géologiques, ces deux immenses continents se seraient fracturés et fragmentés, donnant naissance aux continents qui auraient dérivé vers leurs emplacements actuels.

Dans cette théorie, les mouvements continentaux sont expliqués par le fait que la croûte terrestre rigide formant les continents devait flotter à la façon d'un radeau sur le manteau plus ou moins visqueux. Wegener invoqua deux causes principales de la dérive : une force d'inertie qui, en raison de la rotation de la Terre d'ouest en est, entraînerait la dérive des continents vers l'ouest d'une part, et une force centrifuge, due à la rotation du globe, qui regrouperait les continents vers l'équateur d'autre part. Ces mouvements des continents vers l'ouest et vers l'équateur auraient donné naissance à deux types principaux de montagnes : les *chaînes bordières*, c'est-à-dire celles qui, comme les Andes, surgissent à la limite entre un continent et un océan, se seraient formées au front des blocs continentaux en mouvement vers l'ouest, à cause de la résistance opposée par le magma visqueux formant le fond des océans; les bords de ces blocs se seraient alors soulevés pour former une chaîne de montagnes. Les chaînes géosynclinales se seraient

◀ *La formation des continents actuels d'après la théorie de Wegener. Les zones pointillées correspondent aux mers peu profondes (mers épicontinentales) couvrant les zones continentales effondrées.*

I.G.D.A.

formées par compression tangentielle des sédiments entre deux blocs continentaux rigides migrant en sens opposés ou dans le même sens mais avec des vitesses différentes; ce serait le cas des Alpes, formées par écrasement de la Téthys entre l'Eurasie et l'Afrique. Les arcs insulaires, tels que les Antilles et ceux du Pacifique occidental, seraient formés par des fragments de petites dimensions de l'écorce terrestre laissés en arrière lors de la dérive des continents vers l'ouest car plus fortement freinés dans leur mouvement par le magma visqueux.

La théorie de Wegener, après avoir connu une période d'engouement et avoir été soutenue par de nombreux savants, fut ensuite combattue et abandonnée. Les critiques faites à cette théorie sont basées sur l'origine peu claire des forces provoquant la dérive des continents, sur la difficulté d'interpréter les chaînes de montagnes anciennes paléozoïques et précambriennes et sur l'absence de chaînes de montagnes sur les côtes occidentales de l'Afrique et de l'Australie.

Toutefois, à partir des années 1950, les recherches sur le paléomagnétisme et les études géophysiques ont conduit les géophysiciens et les géologues à faire de nouveau appel à la notion de dérive des continents pour interpréter les observations faites à la surface des continents et des océans, mais en modifiant et en précisant la théorie de Wegener (voir la théorie de la tectonique des plaques).

La théorie du glissement gravitationnel

L'hypothèse de glissements gravitationnels, formulée à la fin du siècle dernier par H. Schardt au sujet du Jura et par M. Lugeon, explique la formation des chaînes

de montagnes par le glissement, le long de surfaces inclinées et sur de longues distances, de masses rocheuses décollées de leur substratum sous l'action de la pesanteur. Pendant ce glissement superficiel les masses rocheuses subissent des plissements et des chevauchements. Comme nous l'avons vu à propos du mécanisme de mise en place des nappes de charriage, ces glissements ne peuvent exister que si les masses rocheuses sont décollées de leur substratum à la faveur de niveaux plastiques et si la pente sur laquelle glissent les sédiments est très étendue. Dans le cas du Jura, les sondages ont montré que le substratum pend vers le sud-est, en sens contraire du glissement de la couverture qui s'est effectué vers le nord-ouest; divers arguments montrent qu'il en était de même au Miocène lors du glissement. Il semble donc qu'un tel phénomène de glissement superficiel par gravité n'ait pu jouer dans ce cas et que les plissements soient dus à une compression latérale provoquée par les mouvements des blocs du socle faillé. On ne peut donc pas appliquer l'hypothèse du glissement par gravité à toutes les chaînes de montagnes.

Reprenant ces idées, E. Haarmann (1930) proposa la *théorie de l'oscillation*. Dans cette hypothèse, de grands bombements de fond, appelés « géotumeurs », se formeraient, séparés par des dépressions dans lesquelles s'accumuleraient des sédiments. L'équilibre isostasique étant alors rompu, le fond des dépressions aurait tendance à s'enfoncer davantage, alors que les géotumeurs se soulèveraient; ces phénomènes constituent la « tectonique primaire ». Sur les flancs de ces géotumeurs, les sédiments glisseraient sous l'effet de la pesanteur, en se plissant et en formant des nappes de charriage; ces phénomènes constituent la « tectonique secondaire ». On le voit, dans cette théorie, les mouvements verticaux de l'écorce terrestre sont considérés comme essentiels, les mouvements horizontaux, plis et charriages, n'étant que des conséquences secondaires des mouvements verticaux. Elle s'oppose donc entièrement à la théorie de la dérive des continents, qui considère les mouvements horizontaux de l'écorce comme fondamentaux. Toutefois, la cause de la formation des géotumeurs reste imprécisée dans cette théorie.

Dans la théorie de R. V. Van Bemmelen (1933), le bombement initial de l'écorce serait dû à la granitisation des roches primitivement basiques du magma sous-crustal par diffusion atomique et ionique, ce qui entraînerait une forte diminution de densité provoquant des mouvements verticaux. A partir de ces bombements se produiraient des phénomènes de glissements par gravité. Ces glissements n'affecteraient pas seulement les couches sédimentaires superficielles, mais également la croûte terrestre à différents niveaux et la partie supérieure du manteau.

Van Bemmelen envisage trois types de bombements primitifs, ou *undations*, d'échelles différentes. Les undations les plus grandes affectent des continents entiers. Ainsi, l'océan Atlantique correspondrait à une undation de grande échelle, l'Amérique du Sud tout entière glissant sur le bord de ce bombement vers l'ouest.

V. V. Beloussov considère également que les mouvements les plus importants de l'écorce terrestre sont les mouvements verticaux de blocs faillés, avec des zones de soulèvement et d'affaissement, les plissements n'étant que des phénomènes secondaires. Beloussov explique la formation de la croûte océanique, différente de la croûte continentale, par une « océanisation », c'est-à-dire un enfoncement vertical et une assimilation progressive de la croûte continentale dans le manteau.

La théorie des courants magmatiques de convection

Dès 1839, Hopkins avait suggéré l'existence possible de courants dans le magma sous-jacent à l'écorce terrestre. Ces courants étaient rendus possibles dans la partie supérieure du manteau grâce à sa viscosité, due à l'élévation des températures en profondeur qui entraînerait la fusion des roches.

En 1906, O. Ampferer fit intervenir ces courants magmatiques pour expliquer la formation des chaînes de montagnes. Il invoqua des changements de volume des magmas sous-crustaux pour expliquer la formation de soulèvements de l'écorce et de dépressions encadrant ces soulèvements. L'accumulation des sédiments provoque un déséquilibre se traduisant par un rétrécissement de la fosse de sédimentation et le plissement des sédiments qui s'y sont déposés. Le déséquilibre isostasique provoque ensuite la surrection de ces zones plissées, donnant lieu à une chaîne de montagnes.

Pour E. Kraus (1936), l'orogenèse est due à l'activité de courants magmatiques descendants. Ceux-ci, par entraînement, aboutiraient à la « succion » vers le bas de la partie superficielle de la croûte terrestre. Il en résulte, sur les bordures de la zone de succion, des compressions latérales centrifuges qui aboutissent à la formation de nappes de charriage. En fait, il s'agit là plutôt d'un « sous-charriage » des parties inférieures sous les parties supérieures de l'écorce. Cette interprétation peut rendre compte des structures observées dans les chaînes à double déversement. Mais elle n'explique pas les causes des courants magmatiques, ni leur localisation.

Par la suite, des théories ont été proposées expliquant la formation des courants magmatiques par *convection thermique*. Les expériences montrent que dans une masse fluide présentant des différences de température d'un point à l'autre, les différences de

▼ *A gauche, théorie des* **glissements gravitationnels,** *d'après* **Haarmann.** *A droite, schéma des* **cellules de convection** *formées par la circulation des* **courants de convection** *sous-crustaux.*

Richard Colin

glissement libre

Soulèvement d'une géotumeur

I.G.D.A.

zone de compression géosynclinale

zone de distension

noyau terrestre

▶ *Au centre, carte des* **anomalies de la gravité** *(valeurs en milligals) de l'archipel indonésien.*

100° 110° 5° 0° -5° -10°

Mer de Chine méridionale

Malaisie

Sumatra

Bornéo

Mer de Java

Java

0 500 km

(fossé de la Sonde)

I.G.D.A.

densité résultantes entraînent la formation de courants fermés sur eux-mêmes, constituant des « cellules de convection ». Ainsi, quand on fait chauffer de l'eau, la partie du liquide la plus proche de la flamme, devenue plus chaude et moins dense, monte vers le haut tandis que la partie supérieure du liquide, plus froide et plus dense, descend ; il se forme des courants ascendants et descendants.

Dès 1929, A. Holmes admit l'existence de tels courants résultant d'une convection thermique dans le magma sous-crustal. On sait que la Terre émet de l'énergie, sous forme de chaleur, par suite de la chaleur originelle de formation du globe terrestre et des phénomènes de désintégration des corps radio-actifs. Or, la répartition des éléments radio-actifs ne semble pas homogène dans l'écorce terrestre. Le matériel qui forme les continents en contiendrait plus que le matériel plus basique formant les fonds des océans. Il s'ensuivrait un déséquilibre thermique se traduisant par des courants magmatiques ascendants sous les continents et des courants descendants sous les océans. Ces courants ascendants et descendants seraient reliés par des courants horizontaux divergents à la base des continents qui exerceraient des efforts de distension sur ceux-ci. Il en résulterait une fragmentation des continents, qui partiraient à la dérive, ce qui provoquerait la formation des chaînes de montagnes péricontinentales.

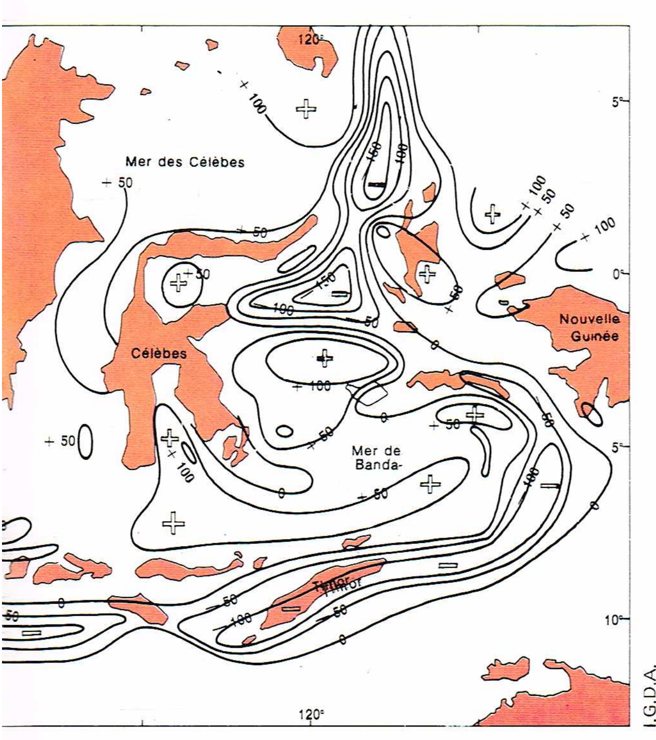
Selon J. Goguel, pour que de tels courants de convection puissent se former dans le manteau supérieur, il faut que la résistance qu'oppose la viscosité du fluide soit surmontée. La viscosité du manteau semble être très grande, mais la théorie montre que de tels courants sont possibles même pour de grandes viscosités à condition que les courants soient de grande dimension (milliers de kilomètres) et très lents (moins d'un mètre par an).

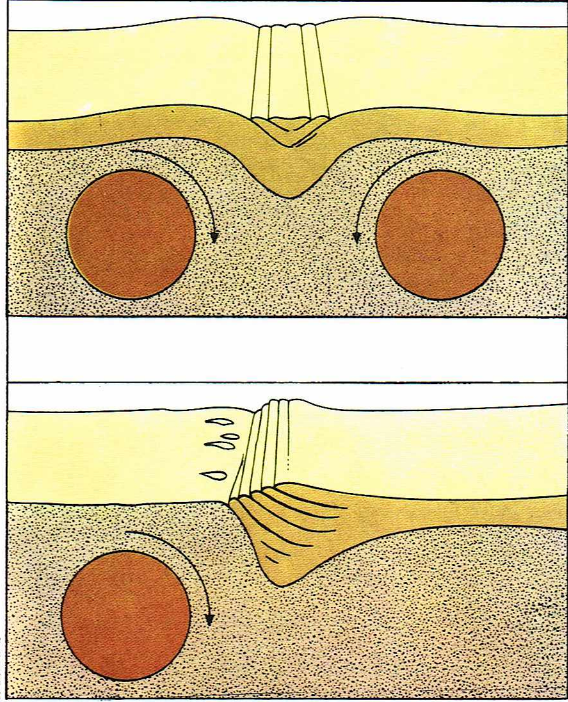
L'hypothèse des courants magmatiques de convection fut appliquée, par la suite, à l'interprétation des variations des valeurs de la gravité observées par F. A. Vening Meinesz, J. H. F. Umbgrove et Ph. H. Kuenen dans l'archipel indonésien. Ceux-ci ont constaté l'existence d'une étroite bande de fortes anomalies négatives de la gravité, comprises entre deux larges zones à anomalies positives, et qui s'étend parallèlement à l'extérieur des îles de Sumatra et Java, passe par Timor et se termine dans les Célèbes. Cette bande d'anomalies négatives ne coïncide pas avec les fosses océaniques profondes connues dans cette région, mais avec une cordillère marquée par un chapelet d'îles. Pour expliquer cette bande d'anomalies négatives, Vening Meinesz a supposé qu'elle correspond à un épaississement de la croûte continentale moins dense au niveau de l'arc externe non volcanique, les anomalies positives de l'arc interne volcanique correspondant à un amincissement de cette même croûte. Cet épaississement serait dû à un fléchissement vers le bas, une sorte de boucle, de la croûte sialique plongeant profondément dans le sima plus dense sous l'action des contraintes mécaniques exercées sous l'écorce par les courants de convection ; ces courants sont descendants sous l'arc externe (ce qui expliquerait les plissements qu'on y observe) et ascendants sous l'arc interne volcanique (ce qui explique le volcanisme). Les zones d'anomalies négatives seraient des chaînes de montagnes en cours de formation. Cependant, cette interprétation s'accorde mal avec la répartition des séismes dans cette région, dont les foyers se disposent le long d'un plan oblique à la surface.

D. Griggs en 1939 a réalisé des expériences sur modèles réduits pour démontrer la manière dont pourraient se former des chaînes de montagnes sous l'action de courants magmatiques de convection. Respectant les conditions de similitude (plasticité, viscosité du matériel), il utilisa des substances qui permettent de reproduire en peu de temps des phénomènes géologiques qui ont lieu à une échelle de temps très grande. Pour simuler l'action des courants de convection, il utilisa deux cylindres horizontaux pouvant tourner soit simultanément en sens inverse l'un de l'autre, soit isolément dans le liquide simulant le manteau. Si les deux cylindres tournant simultanément en sens inverse convergent, il se produit un enfoncement du liquide simulant la croûte terrestre et la formation du modèle d'une chaîne de montagnes symétrique que l'on peut en première approximation comparer aux chaînes de type géosynclinal. Quand un seul cylindre tourne, le même enfoncement se produit, mais il est dissymétrique, reproduisant une chaîne de type liminaire. Quand la rotation des cylindres cesse, l'équilibre hydrostatique se rétablit, provoquant ainsi le soulèvement de la zone plissée.

Ces expériences ne constituent pas une preuve de la réalité de la formation des chaînes de montagnes sous l'effet des courants de convection, mais seulement un modèle possible. Pour expliquer la périodicité des cycles orogéniques, Griggs a fait intervenir une périodicité des courants de convection ; celle-ci serait due au fait que les courants ne peuvent se déclencher que si les différences de température entre les secteurs de l'écorce sont assez grandes pour vaincre la résistance du matériel et que les cellules de convection cessent de fonctionner quand les températures sont égalisées.

L'existence de courants de convection à l'intérieur du manteau est également admise par P. Gidon (1963) dans sa théorie orogénique de « l'érosion sous-crustale ».





◀ *Expérience de* **Griggs** *montrant la manière dont pourraient se former des chaînes de montagnes sous l'action de courants magmatiques de convection.*

En 1967, Rittmann a repris l'hypothèse des courants de convection en supposant que la température du manteau est, à égale profondeur, plus forte sous les océans que sous les continents. Cela entraînerait des courants dirigés des océans vers les continents et la formation de zones tectoniquement actives, orogéniques, à la limite entre les océans et les continents. Mais on explique mal alors pourquoi certaines limites entre océan et continent, comme l'Afrique ou la côte atlantique de l'Amérique du Sud, ne sont pas le siège de phénomènes orogéniques.

La théorie de la tectonique des plaques

A partir des années 1950, on a assisté à un renouveau de la théorie de la dérive des continents (abandonnée pendant un certain temps) pour interpréter les résultats des études paléomagnétiques et des autres études géophysiques concernant la structure interne et la séismicité du globe terrestre, ainsi que la morphologie et la nature des fonds océaniques. On appelle cette théorie, fondée essentiellement sur les données géophysiques, la théorie de la tectonique des plaques. Avant d'exposer cette théorie, il est nécessaire de résumer sommairement ces données géophysiques.

La structure interne du globe terrestre

Les études de sismique-réflexion et de sismique-réfraction ont permis de montrer que le globe terrestre est constitué par un emboîtement de couches concentriques ayant des propriétés physico-chimiques différentes, séparées par des surfaces de discontinuité sismique. La vitesse de propagation des ondes sismiques, proportionnelle à la densité des roches qu'elles traversent, donne une idée de la nature de celles-ci. On appelle *écorce* ou *croûte terrestre* la partie superficielle du globe, d'épaisseur et de nature variées. A la base de l'écorce, on trouve le plus souvent une surface de discontinuité sismique, dite *discontinuité de Mohorovicic,* du nom du séismicien yougoslave qui l'a mise en évidence dès 1909. La densité moyenne des terrains constituant l'écorce est inférieure à 3,3 et la vitesse de propagation des ondes sismiques P est, en moyenne, inférieure à 8 km/s.

La croûte terrestre ne représente à l'échelle du globe qu'une très mince pellicule entourant le *manteau,* qui lui-même entoure le *noyau*. Étant donné l'épaisseur très faible de la croûte comparée à celles du manteau et du noyau, il est certain que les déformations que l'on y observe ont une origine profonde et qu'une meilleure connaissance de la nature ainsi que des propriétés du manteau permet de mieux comprendre le mécanisme de ces déformations. Il est donc nécessaire de faire appel à la géophysique, d'autant plus que seule une petite partie de l'écorce (environ 10 km) est accessible à l'observation géologique directe.

D'autres subdivisions sont utilisées par les géophysiciens qui distinguent : la *lithosphère,* correspondant à une tranche de terrains relativement rigides comprenant l'écorce et une partie du manteau supérieur, d'une épaisseur de 70 à 150 km ; l'*asthénosphère,* partie moyenne du manteau atteignant 800 km, formée de matériel visqueux susceptible de se déformer ; enfin, la *mésosphère,* partie inférieure du manteau, à nouveau très rigide.

La variation d'épaisseur de la croûte terrestre au-dessus de la discontinuité de Mohorovicic permet de distinguer différents types de croûte : la *croûte continentale* sous les régions continentales anciennes, de 30 à 40 km d'épaisseur, la croûte continentale sous les chaînes de montagnes récentes formant une « racine » et atteignant 70 km, et la *croûte océanique* sous les océans, de 10 à 15 km d'épaisseur.

La croûte continentale est composée de différentes couches ; ce sont, de haut en bas : une couche formée de roches sédimentaires, une couche de terrains cristallophylliens et cristallins appelée « couche granitique », et une couche sous-jacente de terrains jamais visibles en surface mais dont la densité correspond à celle du basalte ou de gabbros, et que l'on nomme « couche basaltique ».

La croûte océanique est caractérisée par l'absence de la « couche granitique ». Seules existent la couche sédimentaire très mince et la « couche basaltique ». Dans certains bassins océaniques, il existe une *croûte intermédiaire* présentant une « couche granitique » beaucoup plus mince que celle de la croûte continentale (mer Caraïbe, mers intérieures du Pacifique occidental le long des guirlandes d'îles).

La composition du manteau supérieur prête à de nombreuses discussions. On considère qu'il est formé de péridotites plus ou moins serpentinisées ou d'éclogites.

Données paléomagnétiques

Certaines roches peuvent acquérir une aimantation au moment de leur refroidissement ou de leur sédimentation. La mesure de cette aimantation rémanente des roches permet de connaître la position du pôle magnétique à l'époque de leur formation. L'étude du magnétisme fossile des roches a montré que les pôles mesurés dans les roches anciennes ne correspondent pas au pôle Nord actuel. On peut interpréter cette différence soit par une migration du pôle magnétique au cours des temps, soit par une migration des continents. Mais en admettant que le pôle a pu se déplacer au cours des temps, cela n'explique pas pourquoi les migrations des pôles, calculées pour différents continents, ne coïncident pas entre elles. On a donc été conduit à admettre que les continents se sont déplacés les uns par rapport aux autres. Cette conclusion a été le point de départ du renouveau de la théorie de la dérive des continents.

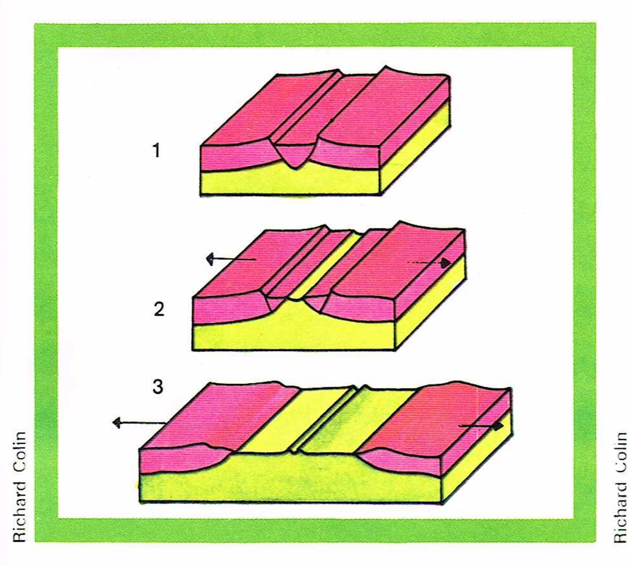
D'autre part, les études sur le paléomagnétisme des laves récentes ont montré que le pôle magnétique terrestre peut s'inverser, la direction du champ magnétique restant la même mais son sens variant. On a pu déterminer à quelles époques se sont produits les renversements de pôles, en réalisant des datations d'âge isotopique par les méthodes radio-actives sur les roches correspondantes.

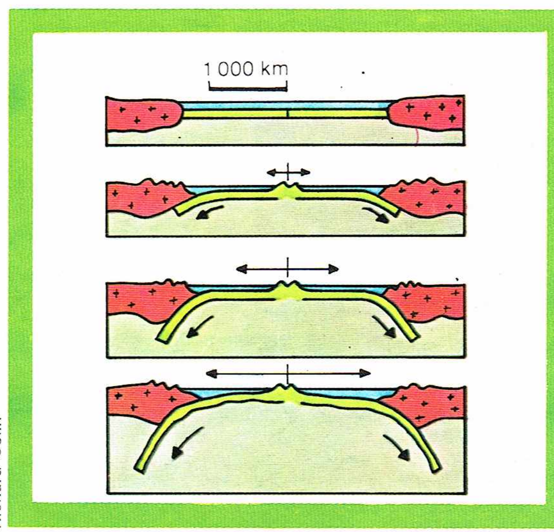
Étude des fonds océaniques

Les océans occupent les 3/4 de la surface du globe terrestre. La morphologie des fonds sous-marins n'est connue que depuis peu et de manière encore imparfaite. On sait qu'ils sont très accidentés. De profondeur moyenne d'environ — 4 000 m, ils atteignent dans certaines fosses des profondeurs de — 12 000 m. En bordure des continents s'étend généralement une *plate-forme continentale,* de largeur variable et de profondeur moyenne (— 200 m). Formée des mêmes roches que les continents adjacents, elle en est la prolongation. La plate-forme est limitée par un *talus continental,* de pente assez forte, qui relie le continent aux grands fonds océaniques. Ceux-ci forment de vastes *plaines abyssales* profondes de 3 000 à 6 000 m, accidentées dans leur partie médiane par une *ride médio-océanique*. Les rides sont des zones de relief accidenté, de 4 000 m de haut environ, siège d'un volcanisme intense et de séismes, s'étendant sur des dizaines de milliers de kilomètres, et pouvant être jalonnées par des îles affleurant au-dessus de l'eau. Ainsi, la ride médio-atlantique, parallèle et à égale distance des côtes d'Afrique et d'Amérique, est jalonnée par des îles volcaniques telles que l'Islande, les Açores, Sainte-Hélène, Tristan da Cunha, etc. Le profil topographique des rides médio-océaniques est caractérisé par une dépression centrale, zone d'effondrement encadrée par des reliefs importants diminuant progressivement quand on s'éloigne de la zone axiale. Cette morphologie montre que les rides sont des structures en distension de l'écorce terrestre comparables aux fossés d'effondrement d'Afrique orientale, qui sont eux aussi jalonnés par des volcans. Les rides médio-océaniques sont affectées par de grandes cassures transversales, qui sont des décrochements de type particulier appelés *failles transformantes,* contemporains de la formation des rides. De plus, une petite partie des fonds océaniques est accidentée par des fosses profondes bordant des *arcs insulaires* ou des chaînes de montagnes récentes (fosses du Japon, d'Indonésie, du Pérou, de Porto Rico, etc.).

La nature des roches constituant les fonds sous-marins est connue par des dragages et des sondages. Il s'agit de roches volcaniques, généralement basaltiques, recouvertes dans les plaines abyssales par des sédiments horizontaux peu épais. La constitution basaltique des fonds sous-marins tend à prouver qu'il n'y a jamais eu de continents à leur place.

L'âge des sédiments et celui des basaltes sous-jacents, déterminé par des mesures d'âge isotopique, varient,





◀ *A gauche, schémas montrant la fragmentation d'un continent et la formation d'une ride océanique : 1, stade des fossés de l'Afrique orientale; 2, stade de la mer Rouge; 3, stade de l'océan Atlantique (d'après Mattauer). A droite, schéma montrant le mécanisme de renouvellement de la croûte océanique de l'océan Pacifique, par expansion à partir de la ride médiopacifique, et sa disparition simultanée au niveau des fossés péripacifiques.*

semble-t-il, quand on s'éloigne des rides médio-océaniques. Dans la partie axiale des rides, les roches sont actuelles ou très récentes; au fur et à mesure qu'on s'en éloigne, sous les roches récentes apparaissent des roches de plus en plus anciennes, miocènes, puis tertiaires, puis crétacées. Actuellement, on ne connaît pas de roches océaniques plus anciennes que le Jurassique. Mais de nombreux sondages à travers une forte épaisseur de basaltes sont encore nécessaires pour déterminer avec certitude l'âge des fonds océaniques.

En 1961, reprenant les idées de Holmes, H. Hess proposa sa *théorie de l'expansion des fonds océaniques,* basée sur les courants magmatiques de convection thermique. Les rides médio-océaniques seraient le siège de courants magmatiques ascendants, et les fosses océaniques le siège de courants descendants des cellules de convection. Les continents seraient charriés passivement sur l'asthénosphère. On suppose que du magma basaltique d'origine profonde apparaît dans la zone axiale des rides médio-océaniques, en relation avec une distension de l'écorce terrestre en cet endroit. Les intrusions successives de magmas ayant lieu dans la partie axiale des rides, les deux côtés de la ride s'écarteraient peu à peu, et il se formerait de nouvelles portions d'écorce océanique, d'où une expansion des fonds océaniques. Si l'on admet que le rayon de la Terre ne s'accroît pas considérablement, on doit admettre un phénomène complémentaire de disparition de l'écorce océanique au niveau des courants de convection descendants, c'est-à-dire au niveau des fosses océaniques, par enfoncement de la lithosphère océanique sous les arcs insulaires ou les continents voisins des fosses.

Dans cette théorie on considère, comme dans celle de la dérive des continents, que l'Atlantique s'est formé par fragmentation d'un grand continent et séparation de l'Afrique et de l'Amérique du Sud, par suite de l'installation sous ce grand continent initial de courants convectifs ascendants et divergents, ce qui aurait provoqué une distension de l'écorce continentale à cet endroit et la formation d'une ride océanique. Le premier stade de cette distension serait représenté par les fossés d'effondrement de l'Afrique orientale. Par suite de l'écartement progressif des côtés des fossés d'effondrement, la croûte continentale est progressivement amincie, puis rompue, et il se forme une écorce océanique typique avec un fort volcanisme associé. Le stade suivant est représenté par le fossé d'effondrement de la mer Rouge, formé par la distension entre l'Afrique et l'Arabie, et qui possède un fond océanique. L'écartement progressant, il se formerait un océan avec ride médio-océanique tel que l'océan Atlantique. Les plaines abyssales se formeraient par réajustements isostasiques des reliefs qui disparaissent recouverts de sédiments. L'âge de l'ouverture de l'Atlantique serait triasique.

Par contre, on considère que l'océan Pacifique est un océan permanent qui ne serait pas dû à l'écartement de deux continents. Cependant, on constate l'absence apparente de sédiments plus anciens que le Jurassique au fond de l'océan Pacifique. On admet que la croûte océanique du Pacifique se renouvelle progressivement par expansion à partir de la ride médio-pacifique et disparition simultanée au niveau des fosses péripacifiques, à la manière d'un tapis roulant. Tous les 200 ou 300 millions d'années, il y aurait apparition et disparition de milliers de kilomètres de croûte océanique et renouvellement complet du fond du Pacifique.

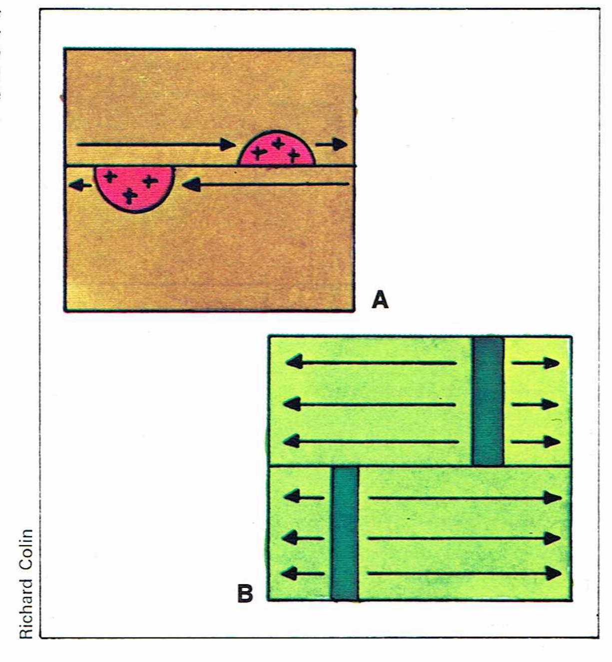
Les études géophysiques ont montré qu'il existe au voisinage des rides médio-océaniques des anomalies magnétiques alignées parallèlement à l'axe des rides, en gros symétriques par rapport à celui-ci et alternativement positives et négatives. On interpréta d'abord ces bandes d'anomalies comme des dykes de matériel volcanique injecté dans des cassures des fonds océaniques, ou comme des coulées de laves ayant rempli des dépressions dues à des failles d'effondrement. Mais le parallélisme de ces bandes d'anomalies et de l'axe des rides laisse supposer que ces bandes sont liées à la genèse des rides océaniques : en 1963, F. J. Vine et D. H. Matthews interprétèrent ces anomalies dans le cadre de la théorie de l'expansion des fonds océaniques. Dans cette interprétation, les bandes d'anomalies correspondraient aux intrusions successives de basalte dans l'axe des rides. Par suite de l'écartement progressif des côtés de la ride, dû à l'expansion des océans, les basaltes se seraient formés à des époques différentes, fossilisant le champ magnétique régnant au moment de leur refroidissement. Les bandes d'anomalies les plus récentes se trouveraient le plus près des rides et seraient de plus en plus anciennes au fur et à mesure que l'on s'éloigne de celles-ci. Vine et Matthews proposèrent de corréler ces anomalies avec les renversements du pôle magnétique observés dans les roches continentales pour différentes époques. Chaque bande d'anomalies correspondrait ainsi à une époque déterminée, qu'on peut dater par comparaison avec les roches continentales. Il est possible, en superposant deux bandes d'anomalies symétriques par rapport à la ride et donc de même âge, de retracer les différents stades d'expansion des fonds océaniques et de déterminer la vitesse de cette expansion. Cette vitesse serait de 2 cm/an pour l'Atlantique et de 8 cm/an pour le Pacifique. Cependant, la vitesse d'expansion n'est pas constante.

C'est en 1965 que J. T. Wilson a donné une explication satisfaisante (basée sur l'expansion des fonds océaniques) des grandes cassures transversales qui affectent les rides océaniques et qu'il a appelées *failles transformantes.* Ce ne sont pas des décrochements normaux.

Dans un décrochement normal, les deux blocs de part et d'autre d'un plan de rupture subvertical se déplacent parallèlement à ce plan et en sens inverse l'un de l'autre. Le sens du déplacement des deux blocs peut être déduit du déplacement apparent des deux parties d'une structure repère, existant avant la formation de la faille et coupée ultérieurement par celle-ci (un batholite de granite, par exemple). Chaque bloc subit dans sa totalité le même déplacement.

Dans le cas d'une faille transformante, au contraire, le sens des déplacements le long de la faille varie dans

▶ *Représentations schématiques comparatives d'un* **décrochement normal** *(A) et d'une* **faille transformante** *(B).*



un même bloc par suite de l'expansion des fonds océaniques à partir de la ride. Le déplacement réel est l'inverse du déplacement apparent qui semblerait pouvoir être déduit des positions respectives des deux parties de la ride de part et d'autre de la faille. La ride ne s'est pas formée avant la faille, celle-ci ayant par la suite séparé les deux parties de la ride; mais au contraire la faille est contemporaine de la formation de la ride et celle-ci a toujours possédé sa forme actuelle, acquise au moment de la séparation de deux continents, et du début de l'expansion des fonds océaniques entre ces deux continents.

La notion de plaques

Lorsque l'on considère la surface de la Terre, on remarque qu'il est possible de distinguer des zones stables et des zones non stables de l'écorce terrestre et qu'il existe des relations entre les zones de déformations actuelles de l'écorce et les phénomènes de volcanisme et de séismicité.

Les *zones stables* de l'écorce correspondent aux boucliers continentaux formés de roches anciennes et à leur couverture sédimentaire restée horizontale depuis le Mésozoïque ou même depuis le Cambrien. Les plaines abyssales océaniques sont également des zones stables de l'écorce, puisque les sédiments qui s'y sont déposés sont restés horizontaux depuis le Mésozoïque. Les zones stables sont très peu affectées par les phénomènes de volcanisme et de séismicité.

Les *zones non stables* de l'écorce correspondent aux chaînes de montagnes récentes (orogenèse alpine) et aux régions où se localisent les phénomènes de volcanisme et de séismicité. Ce sont des zones étroites et allongées où ont lieu des déformations par compression ou par extension. Elles comprennent les chaînes mésogéennes (des Alpes à l'Himalaya), les guirlandes d'îles du Pacifique occidental, les montagnes Rocheuses et les Andes, les rides médio-océaniques et les failles transformantes qui hachent ces rides.

Le terme de *plaque* est utilisé pour définir une portion actuellement stable de la lithosphère, entourée de zones non stables. Une plaque peut comprendre une partie continentale et une partie océanique s'il n'existe pas de zone de déformations actuelles importante entre les deux parties. On peut ainsi délimiter huit grandes plaques à l'échelle du globe terrestre :

— la *plaque africaine,* comprenant le continent africain et la moitié sud-est de l'Atlantique; elle est limitée par la chaîne alpine au nord et les rides médio-océaniques des océans Atlantique et Indien;

— la *plaque eurasiatique,* essentiellement continentale mais englobant la partie nord-est de l'Atlantique; elle est limitée au sud par la chaîne alpine, à l'ouest par la ride médio-atlantique et à l'est par les chaînes péri-pacifiques;

— la *plaque nord-américaine,* englobant l'Amérique du Nord et l'Atlantique Nord-Ouest;

— la *plaque sud-américaine,* comprenant l'Amérique du Sud et la partie sud-est de l'Atlantique;

— la *plaque de l'Antarctique,* en partie continentale et en partie océanique (sud de l'océan Indien);

— la *plaque indo-australienne;*

— la *plaque sud-pacifique,* entièrement océanique;

— la *plaque nord-pacifique,* entièrement océanique.

Ces grandes plaques ont plusieurs milliers de kilomètres carrés. On est souvent amené, quand on considère une région plus limitée de l'écorce terrestre, à les subdiviser en de nombreuses plaques secondaires, de dimensions plus restreintes; le schéma global, très simple, devient alors très complexe.

La tectonique des plaques

La théorie de la tectonique des plaques, élaborée par X. Le Pichon et par B. Isaaks, J. Oliver et L. R. Sykes en 1968, est une synthèse des théories de la dérive des continents et de l'expansion des fonds océaniques.

Les plaques lithosphériques, définies précédemment, sont considérées comme se déplaçant les unes par rapport aux autres. Leur déplacement est rendu possible mécaniquement par les propriétés de la lithosphère rigide qui glisse sur l'asthénosphère visqueuse. Par suite de l'apport de magma profond dans l'axe des rides médio-océaniques, sous l'effet des courants de convection ascendants, de nouvelles portions de lithosphère sont créées, et les plaques lithosphériques s'écartent les unes des autres à partir des rides médio-océaniques.

Quand deux plaques s'écartent l'une de l'autre, elles se déplacent par rapport aux autres plaques. Il se produit alors soit un coulissage d'une plaque contre une autre sans que la surface des plaques change, soit une collision de deux plaques. La collision provoque le fléchissement d'une des plaques, qui s'enfonce sous l'autre et disparaît, absorbée dans l'asthénosphère. Cet enfoncement est lié à la plus grande densité de la lithosphère océanique froide par rapport à l'asthénosphère. On donne à ce phénomène d'enfoncement de la lithosphère océanique dans l'asthénosphère le nom de *subduction.* La subduction provoque un flux d'énergie mécanique et thermique donnant lieu à des phénomènes de plissement, de volcanisme, de séismicité, de magmatisme et de métamorphisme et à la formation d'une chaîne de montagnes au-dessus de la zone de subduction.

Les zones de subduction actuelles sont liées aux fosses océaniques profondes situées en bordure des chaînes de montagnes récentes et des arcs insulaires, considérés comme des chaînes de montagnes en formation. Un certain nombre de caractères de ces arcs : fosses océaniques très profondes en bordure des arcs, anomalies

▼ *La* **tectonique des plaques.** *Répartition de la séismicité de la Terre et des plaques lithosphériques principales, limitées par des rides océaniques actives, des failles transformantes, des systèmes de fosses et des zones de compression.*

(1) : Plaque africaine
(2) : Eurasiatique
(3) : Nord-américaine
(4) : Sud-américaine
(5) : Antarctique
(6) : Indo-australienne
(7) : Sud-Pacifique
(8) : Nord-Pacifique

Séismes :
Foyers superficiels
Foyers intermédiaires
Foyers profonds

Richard Colin

magnétiques négatives au-dessus de la fosse et positives au-dessus de l'arc correspondant, volcanisme, séismicité, trouvent leur explication dans le cadre de la tectonique des plaques. C'est également le cas des phénomènes de métamorphisme et de magmatisme que l'on observe en association avec les chaînes de montagnes plus anciennes.

Les cartes de répartition selon la profondeur des foyers de séismes dans les régions d'arcs insulaires, au Japon et en Indonésie, montrent que les foyers superficiels (1-70 km) se trouvent sur le bord des fosses océaniques au large des îles, les foyers moyens (70-300 km) sensiblement à l'aplomb des îles, et les foyers profonds (300-700 km) à l'intérieur de la concavité des arcs insulaires. Les foyers se disposent le long d'une surface inclinée de 25° à 45° sur l'horizontale et qui plonge sous la bordure du continent adjacent. On interprète ces surfaces, appelées *plans de Bénioff*, comme des zones de friction le long desquelles a lieu la subduction. La friction provoque des déséquilibres se traduisant par des séismes de profondeur variée, suivant l'enfoncement de la lithosphère dans l'asthénosphère. On retrouve une disposition semblable sous tous les arcs insulaires du Pacifique et des Antilles. Sous les Andes, la répartition des séismes n'est pas aussi simple. Aux séismes dus à la subduction peuvent s'ajouter d'autres séismes liés à des mouvements simultanés de coulissage des plaques le long de décrochements.

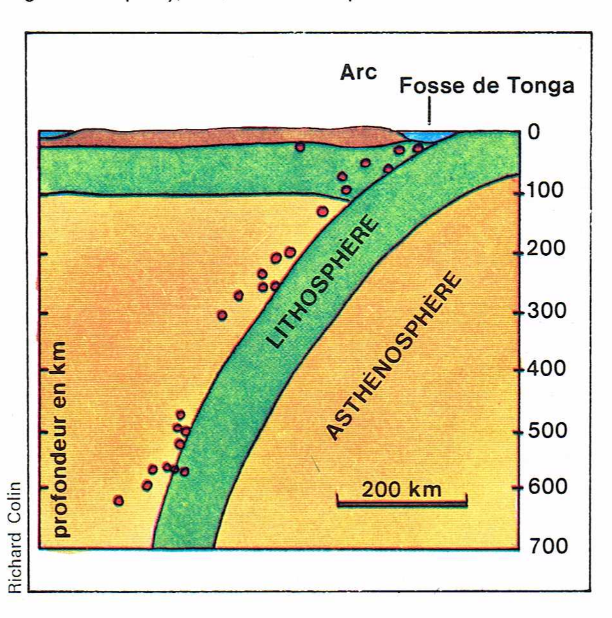
Les phénomènes volcaniques liés aux arcs insulaires suivent également une évolution, la composition des roches volcaniques variant selon leur position à travers l'arc. Celles-ci tendent à devenir de plus en plus alcalines quand on se rapproche du continent, c'est-à-dire que leur teneur en potassium et en sodium augmente vers le continent si on la compare avec celle des roches ayant la même teneur en silice. On considère que cette variation est liée à l'enfoncement de la plaque lithosphérique le long du plan de Bénioff, à sa fusion partielle et à la production de magmas différents en fonction de la profondeur et donc de la pression.

Par contre, l'étude des fosses océaniques a montré que celles-ci ont une morphologie de fossé d'effondrement et que les sédiments n'y sont pratiquement pas déformés. Cette disposition, qui traduit des efforts en extension, se comprend très mal jusqu'à présent dans le cadre de la théorie de la tectonique des plaques, la subduction au niveau des fosses impliquant des efforts de compression.

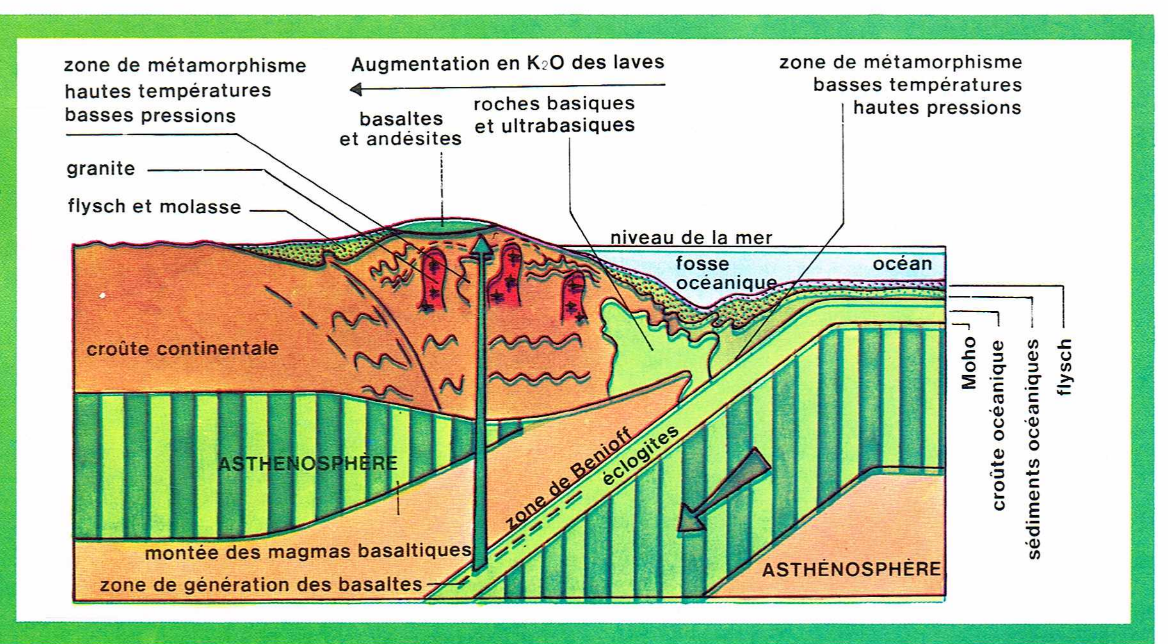
La théorie de la tectonique des plaques a été appliquée à l'interprétation géologique des chaînes métamorphiques. A. Miyashiro avait remarqué dès 1961 la juxtaposition fréquente, au Japon et dans d'autres régions circum-pacifiques, de deux ceintures différentes de métamorphisme, l'une formée dans des conditions de basses températures et de hautes pressions (faciès des schistes à glaucophane), l'autre formée dans des conditions de basses pressions et de hautes températures (à andalousite). La ceinture de métamorphisme à hautes pressions est généralement située sur le côté océanique de la ceinture de métamorphisme à basses pressions. Par la suite, on expliqua ces différents types de métamorphisme par leur relation avec les zones de subduction le long des plans de Bénioff, sous les arcs insulaires et les bordures de continents.

On attribue la formation du métamorphisme à hautes pressions, à gradient géothermique anormalement bas, à un enfoncement rapide de la lithosphère océanique froide le long du plan de Bénioff. La rapidité du phénomène empêcherait le gradient géothermique normal de s'installer dans les sédiments ainsi enfouis à grande profondeur. Par contre, les sédiments de la plaque lithosphérique située au-dessus du plan de Bénioff seraient soumis à un gradient géothermique anormalement haut, dû à un échauffement lié aux intrusions volcaniques et magmatiques, ce qui donnerait lieu à un métamorphisme de hautes températures et de basses pressions.

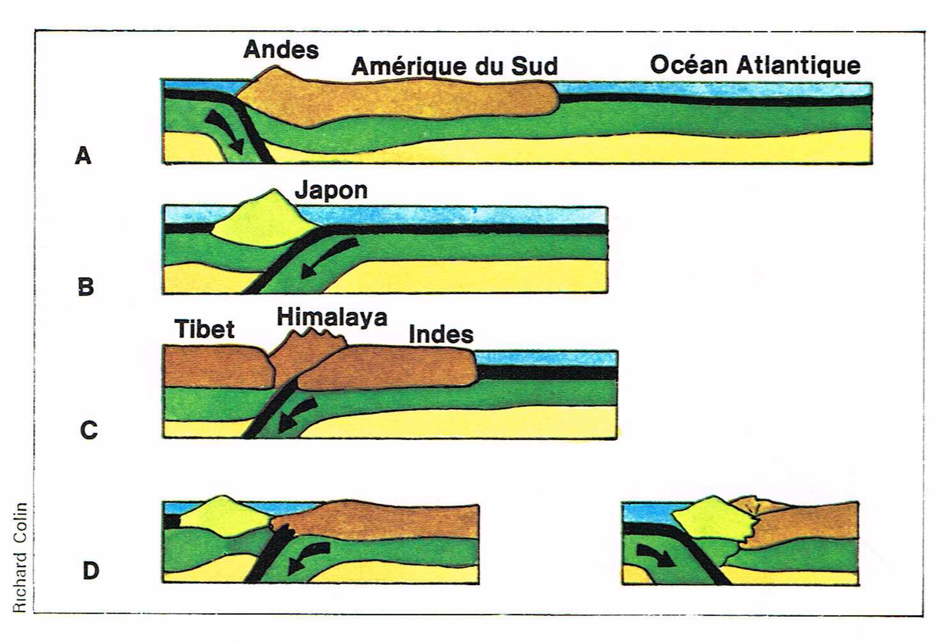
Le métamorphisme à moyennes pressions serait dû à un enfoncement moins rapide de la lithosphère, ce qui permettrait au gradient géothermique normal de s'installer. Le métamorphisme à hautes pressions, bien développé surtout dans les chaînes récentes (orogenèse alpine), est moins fréquent dans les chaînes



◀ *Répartition des foyers des séismes dans la région de la fosse de Tonga (Pacifique Sud) suivant un* **plan de Bénioff.**



◀ *Modèle schématique d'une chaîne orogénique créée quand une plaque océanique s'enfonce sous une plaque continentale se déplaçant en sens inverse.*



▲ *Schémas montrant différents modes de formation possibles de zones orogéniques, selon la tectonique des plaques : A, chaîne formée sur la bordure d'un continent ; B, arc insulaire ; C, collision de deux continents ; D, collision d'un continent avec un arc insulaire, suivie d'un changement de direction du plongement de la zone de subduction.*

anciennes où l'on trouve généralement un métamorphisme à moyennes pressions. On explique cette différence par le fait que, dans les temps anciens, la vitesse d'expansion des fonds océaniques aurait été moins grande.

On constate l'association fréquente des ceintures de métamorphisme de basses pressions avec des intrusions magmatiques de composition acide ou intermédiaire (granites et granodiorites), et des ceintures de métamorphisme de hautes pressions avec des phénomènes magmatiques de composition basique et ultrabasique (ophiolites). Les intrusions magmatiques acides seraient dues au flux thermique élevé associé aux arcs volcaniques situés au-dessus des plans de Bénioff ; les ophiolites sont considérées comme des fragments de croûte océanique et de manteau supérieur mis en place tectoniquement dans les séries sédimentaires océaniques le long des plans de Bénioff.

La théorie de la tectonique des plaques distingue différents modes de formation possibles pour les chaînes de montagnes ; les chaînes de montagnes formées sous des arcs insulaires avec les caractères exposés ci-dessus (Nouvelle-Zélande, Japon, etc.), les chaînes formées sur la bordure des continents au-dessus d'une zone de subduction (Andes), et les chaînes de montagnes dues à la collision entre deux continents ou entre un arc insulaire et un continent. En effet, cette théorie, à la différence de celle de la dérive des continents, considère que les continents ne se déplacent pas de manière indépendante mais migrent passivement avec la lithosphère et que leur dérive n'est due qu'aux mouvements des plaques provoqués par l'accroissement des fonds océaniques. Par suite de la disparition complète par subduction d'un océan, il peut arriver qu'un continent soit amené au niveau d'une zone de subduction et qu'il entre en collision avec l'arc insulaire ou le continent situé en bordure de la zone de subduction. La faible densité de la croûte continentale ne permet pas aux continents d'être enfouis le long du plan de Bénioff, comme l'est la croûte océanique ; une fois formés, ils sont très difficiles à détruire. Cela expliquerait pourquoi l'âge de la croûte continentale est beaucoup plus ancien que celui de la croûte océanique qui, elle, se renouvelle constamment (on trouve des roches datées de trois milliards d'années dans les vieux boucliers continentaux, alors que jusqu'à présent les plus anciennes roches océaniques connues sont jurassiques). Lors de la collision d'un continent avec un autre continent, il se forme une chaîne de montagnes de type bi-continental (Himalaya), et la subduction s'arrête en cet endroit. Lors de la collision d'un continent et d'un arc insulaire, il se forme là encore une chaîne de montagnes et l'arc insulaire se soude au continent (Nouvelle-Guinée). Dans ce cas, une nouvelle zone de subduction peut se former sur la côte océanique de l'arc insulaire avec changement de direction de la plaque sous-charriante.

La théorie de la tectonique des plaques est basée en grande partie sur des observations géophysiques qui ne donnent des renseignements que sur l'*état actuel* du globe terrestre.

En particulier les huit grandes plaques définies précédemment sont déterminées à partir des phénomènes tectoniques actuellement observables. Elles se seraient individualisées au début des temps mésozoïques. Quand on essaie de reconstituer les mouvements des plaques depuis le Mésozoïque, on se heurte à de grandes difficultés. Par exemple, pour expliquer les structures d'âge tertiaire des Antilles et de la mer Caraïbe ou des Alpes et de la mer Méditerranée, des dizaines de schémas différents faisant intervenir de nombreuses plaques de dimensions réduites ont été proposées. A plus forte raison l'interprétation des chaînes hercyniennes ou précambriennes est-elle très difficile. On a tenté d'appliquer la tectonique des plaques à des chaînes anciennes, aux Appalaches, à l'Oural, etc. On s'est fondé, pour déterminer les limites des anciennes plaques, sur la présence de ceintures couplées de métamorphisme, sur la présence d'ophiolites considérées comme des témoins d'un ancien océan, et sur la géochimie des laves et des intrusions. C'est ainsi que certains auteurs envisagent que l'océan Atlantique s'est ouvert et refermé à plusieurs reprises au cours des temps géologiques, provoquant la formation de chaînes de montagnes successives.

Dans ses grandes lignes, la théorie de la tectonique des plaques est une théorie simple permettant d'intégrer les données actuelles de la géophysique et celles de la géochimie ainsi que de la géologie. Toutefois, si elle connaît actuellement un très grand succès, de nombreux problèmes restent à résoudre : la question des structures en extension dans les fosses océaniques où l'on attendrait plutôt des structures en compression, le mode de formation de la « croûte intermédiaire », la nature du manteau, les modalités des courants de convection, etc. Malheureusement, certains auteurs tendent à négliger les faits et les arguments qui ne sont pas expliqués par la théorie.

Différents auteurs se sont élevés contre cette théorie en présentant des arguments importants. Par exemple, A. A. Meyerhoff a montré que des glaciers ne peuvent pas se former profondément à l'intérieur d'un continent par suite du manque d'humidité, et que dans l'hypothèse d'un immense continent du Gondwana antérieur à la dérive mésozoïque des continents on ne peut pas expliquer les dépôts glaciaires d'âge permo-carbonifère qui se retrouveraient très loin à l'intérieur de ce continent. En outre, ces auteurs soulignent d'une part que la théorie de la tectonique des plaques est essentiellement basée sur l'étude des fonds océaniques, encore très imparfaitement connus, et, d'autre part, que l'on néglige trop les observations géologiques faites à la surface de la Terre depuis plus de cent ans.

Quoi qu'il en soit, toutes les observations modernes concourent à montrer que notre planète n'est pas une masse inerte, mais au contraire un globe en évolution constante.

BIBLIOGRAPHIE

AUBOUIN J., *Tectonique, Morphologie, Globe terrestre*, in *Précis de géologie*, t. 3, Paris, Dunod, 549 p., 197. - DEWEY J. F. and BIRD J. M., *Moutain Belts and the New Global Tectonics*, in *Journ. Geophysical Research*, vol. 75, nº 14, pp. 2625, 2647, 1970. - GOGUEL J., *Traité de tectonique*, Masson, Paris, 1965. - LE PICHON X., *Sea-floor Spreading and Continental Drift*, in *Jour. Geoph. Res.*, vol. 73, nº 13, pp. 3361-3736, 1968. - LE PICHON X., FRANCHETEAU J. et BONNIN J., *Plates Tectonics Developments in Geotectonics* 6; Elsevier Scientific Publishing Company, 1973. - MATTAUER M., *les Déformations des matériaux de l'écorce terrestre*, Hermann, Paris, 493 p., 1973. - MEYERHOFF A. A., *Continental Drift : Implication of Paleomagnetic Studies, Meteorology, Physical Oceanography and Climatology*, in *Journ. Geol.*, vol. 78, pp. 1-51, 1970. - MIYASHIRO A., *Metamorphism and Related Magmatism in Plate Tectonics*, in *Amer. Journ. Sci.*, pp. 629-656, 1972. - WYLLIE P. J., *The Dynamic Earth*, John Wiley and sons Inc., New York, 1971.

LEXIQUE DE GÉOLOGIE

SUPPLÉMENT AUX VOLUMES IX ET X DE LA GRANDE ENCYCLOPÉDIE ALPHA DES SCIENCES ET DES TECHNIQUES

ABRÉVIATIONS

adj.	adjectif	*n.*	nom	*p. ex.*	*par exemple*
ex.	exemple	*par ext.*	par extension	syn.	synonyme

A

aber. *n.* Voir *ria.*

abiogénique. *adj.* Qui n'est pas d'origine biologique.

abiotique. *adj.* **(milieu).** Où la vie est impossible.

abyssale. *adj.* **(zone).** Zone bathymétrique située au-delà de la zone bathyale, à des profondeurs d'environ 2 000 à 6 000 m.

abysses. *n.* Grandes fosses océaniques d'une profondeur minimale de 2 000 m.

accident. *n.* Contact anormal entre des masses rocheuses. *Ex.* Faille, chevauchement...

accordance. *n.* Concordance due à une même déformation du socle et de la couverture dans le domaine d'infrastructure.

accrétion. *n.* Accroissement de masse que subit une étoile, dû à la force de gravitation exercée par cette étoile sur la matière interstellaire environnante.

achondrite. *n.* Météorite pierreuse plus ou moins riche en calcium; probablement formée par cristallisation d'un magma, de façon analogue aux roches ignées terrestres.

aciculaire. *adj.* Terme servant à définir les faciès des minéraux en forme de très fines aiguilles.

acide fulvique. Fraction de l'humus soluble dans l'eau, les alcalis et les acides; résulte de la décomposition des matières organiques par les Champignons, en milieu froid.

acides. *adj.* **(roches).** La notion d'acidité d'une roche n'est pas liée au pH du milieu mais exprime que la roche est riche en silice.

actinolitites. *n.* Amphibolites où l'amphibole est représentée par la variété actinote.

adamantin. *adj.* Qui a l'éclat du diamant, éclat généralement dû à des indices de réfraction élevés.

adamellites. *n.* Granites *sensu lato* intermédiaires entre les granites typiques et les granodiorites, et dans lesquels le feldspath alcalin et le plagioclase sont en proportions égales.

adinoles. *n.* Roches métamorphiques produites par le métasomatisme sodique de roches originellement argileuses. Une adinole est composée essentiellement d'albite et de quartz.

adsorbant. *n.* Substance susceptible d'en fixer d'autres par adsorption. *Ex.* Le charbon pour les colorants.

adsorption. *n.* Fixation, par un processus physique ou chimique, d'une substance à la surface d'une autre ou d'une structure plus complexe. Ne pas confondre avec *absorption.*

aérobie. *adj.* Qui ne peut vivre qu'en présence d'oxygène.

aérolithe. *n.* Météorite pierreuse, composée exclusivement ou en grande partie de silicates.

aéromagnétisme. *n.* Méthode consistant à mesurer par avion, à moyenne altitude, à l'aide d'un magnétomètre, les variations du champ magnétique terrestre.

affaissement. *n.* Désigne un mouvement vertical négatif.

affleurement. *n.* Niveau stratigraphique qui se dévoile à la surface de la Terre.

âge radiométrique. Age absolu d'une formation en nombre d'années (milliers ou millions), déterminé par la méthode des isotopes radio-actifs. *Ex.* Datation au C_{14} (Carbone 14).

agmatites. *n.* Migmatites où la partie métamorphique, à schistosité souvent mal développée, est recoupée dans toutes les directions par les veines de granitoïde.

agradation. *n.* Augmentation de la qualité; s'oppose à *dégradation.*

agrégats. *n.* Se dit de cristaux agglomérés entre eux de façon cohérente.

agressivité. *n.* En hydrogéologie, caractère d'une eau naturellement acide (riche en CO_2) pouvant exercer une action corrosive sur les roches.

agrologie. *n.* Science qui traite de la connaissance des terres cultivables.

albâtre. *n.* Dépôt calcaire compact, zoné, résultant de la dissolution puis de la reprécipitation de la calcite en région karstique.

albitisation. *n.* Remplacement, dans une roche, d'un feldspath potassique par l'albite (feldspath sodique).

albitites. *n.* Syénites riches en sodium, constituées presque entièrement par un feldspath sodique : l'albite.

alcalin. *adj.* **(minéral).** Riche en éléments alcalins (K, Na).

alcalines. *adj.* **(roches).** Roches riches en métaux alcalins (sodium, potassium et plus rarement lithium) avec présence de feldspaths alcalins, feldspathoïdes, minéraux mafiques comprenant du sodium.

alcanes. *n.* Série d'hydrocarbures, de formule générale C_nH_{2n+2}.

alcènes. *n.* Hydrocarbures non saturés, comportant des doubles liaisons, de formule générale C_nH_{2n}.

alginite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

aliphatique. *adj.* Qualifie un composé organique qui contient des chaînes ouvertes d'atomes de carbone.

allochtone. *adj.* Se dit d'un matériel qui a subi un déplacement et qui s'est déposé ailleurs qu'en son milieu de formation.

allophane. *n.* Silicate d'alumine hydraté; un des minéraux des argiles.

allotropie ou **polymorphisme.** *n.* Se dit d'un corps qui peut présenter plusieurs phases cristallines différentes. *Ex.* La silice, SiO_2, peut se présenter sous la forme de quartz α, quartz β, tridymite...

alluvions. *n.* Ensemble du matériel arraché aux roches en place, transporté puis déposé par les eaux courantes.

alpin. *adj.* **(étage).** Situé au-dessus de la zone des forêts. On y rencontre des végétaux herbacés et des arbrisseaux.

altération. *n.* Modification superficielle des roches sous l'effet des agents climatiques.

altération météorique. Altération provoquée par l'eau atmosphérique.

amalgame. *n.* Alliage du mercure avec un autre métal. *Ex.* Le tain des glaces est un amalgame d'étain et de mercure.

ambre. *n.* Résine végétale fossile de couleur brune à jaune, souvent transparente.

amphibolites. *n.* Roches métamorphiques de couleur vert sombre, composées essentiellement d'amphibole (hornblende) et de plagioclase.

anaérobie. *adj.* Qui peut vivre sans oxygène. Une forme anaérobie peut l'être de façon facultative ou « stricte »; dans ce dernier cas, l'oxygène est toxique pour elle.

analyse granulométrique. Séparation des grains d'une roche en différentes classes de taille, puis étude de la fréquence des tailles.

analyse thermique. Méthode d'analyse qui consiste à observer de façon continue les réactions d'un corps à une augmentation ou à une baisse de température.

analyse thermodifférentielle (A.T.D.). Analyse des différences de température entre deux corps, l'un étant inerte, l'autre présentant des réactions endo- ou exothermiques.

analyse thermopondérale (A.T.P.). Analyse thermique où l'on observe les variations de poids d'un échantillon (départs de H_2O, de CO_2, oxydation...).

anatexie. *n.* Processus par lequel les roches fondent totalement ou partiellement au contact d'un magmas granitique. A une température suffisante, la fusion des roches dépend surtout de leur composition chimique; elle est sélective et l'on parle alors d'*anatexie différentielle.*

anatexites. *n.* Roches produites par fusion presque complète de roches métamorphiques.

anchimétamorphisme. *n.* Intermédiaire entre la diagenèse et le métamorphisme.

anchizone. *n.* Zone de métamorphisme très léger.

andésites. *n.* Roches ignées à grain fin, à structure porphyrique, composées essentiellement de plagioclases et de minéraux mafiques. Constituent l'équivalent effusif des diorites.

andosol. *n.* Sol riche en silicate amorphe, en matière organique et contenant des *allophanes.*

angara. *n.* Continent émergé au Dévonien dans la région de l'Oural.

angrite. *n.* Achondrite (météorite pierreuse) riche en calcium, et composée en grande partie d'augite.

angström. *n.* Unité de longueur (abrégée Å) représentant la dix-millième partie du micromètre (micron). Actuellement, pour mesurer des dimensions de cet ordre, on a recours au nanomètre (nm), ou millième de micromètre (millimicron).

anion. *n.* Ion chargé négativement; dans l'électrolyse, il se dirige donc vers l'anode (pôle positif).

anisotropie. *n.* Propriété de certains corps solides chez lesquels les phénomènes physiques se modifient suivant la direction du champ d'observation.

ankaramites. *n.* Basaltes mélanocrates à olivine, très riches en augite.

anneau annuel. Manchon de bois formé chaque année. Le bois formé au printemps montre de grands vaisseaux (pores en section), alors que celui qui est formé plus tard est plus massif. L'ensemble forme un anneau, ou cerne, concentrique à un autre, similaire, les plus jeunes étant situés le plus à l'extérieur.

année hydrologique. Temps compris entre deux minimums de la surface piézométrique.

anorthosites. *n.* Roches intrusives basiques, dépourvues d'orthose, formées essentiellement par des plagioclases de composition analogue à ceux des gabbros.

antécédence. *n.* Phénomène tel qu'une rivière maintient le tracé général de son cours malgré les déformations tectoniques.

antéclise. *n.* Bombement anticlinal à grand rayon de courbure.

anthracite. *n.* Charbon très riche en carbone (90 à 95 %).

anticlinal. *n. Antiforme* dont le cœur est formé par la couche la plus ancienne.

anticlinorium. *n.* Pli anticlinal majeur, déterminé par une succession de plis anticlinaux et synclinaux.

antiforme. *n.* Pli convexe vers le haut.

antiperthites. *n.* Faccules de feldspath potassique dans des cristaux de feldspath sodique.

aplatissement. *n.* Type de déformation due à une pression principale forte et à deux autres pressions principales faibles. Ainsi, un cube se transforme en un parallélépipède rectangle de même volume, dont les faces restent parallèles à celles du cube initial.

aquifère. 1° *adj.* Qui contient de l'eau. 2° *n.* Formation rocheuse souterraine renfermant un gisement d'eau.

aquifère multicouche. Gisement d'eau souterrain constitué de deux ou plusieurs nappes séparées par des assises semi-perméables.

ardoises. *n.* Argiloschistes de couleur grise ou noire, à forte schistosité.

arène. *n.* Altération affectant, en climat tempéré, les granites et les roches granitoïdes, au cours de laquelle les grains de la roche sont disloqués sous l'action de la température, des eaux, des êtres vivants...

aréolaire. *adj.* **(érosion).** Type d'érosion qui s'exerce en surface, sur les *interfluves,* et qui tend à réduire les points hauts du relief (modelé d'aplanissement).

argilane. *n.* Revêtement pédologique, plus ou moins épais, à molécules orientées.

argiles. *n.* Roches tendres, à grain fin, constituées essentiellement de microcristaux de silicates d'alumine hydratés.

argiles des limons. Voir *silts.*

argilites. *n.* Roches sédimentaires formées en majeure partie d'un ou de plusieurs minéraux argileux, sans litage notable.

argiloschistes. *n.* Roches sédimentaires argileuses faiblement métamorphisées, dont la composition minéralogique est peu différente de celle de la roche originelle mais dont la schistosité est bien développée.

arkoses. *n.* Grès feldspathiques à ciment carbonaté et argileux.

aromatique. *adj.* Qualifie les composés organiques du benzène.

arrière-pays. *n.* Région laissée en arrière de la nappe de charriage.

artésianisme. *n.* Jaillissement d'eau à partir d'une nappe souterraine, lorsque le niveau piézométrique de celle-ci est situé au-dessus de la surface du sol.

asphalte. *n.* 1° naturel : roche imprégnée naturellement de bitume. 2° artificiel : produit dans lequel des matières minérales inertes sont enrobées de bitume.

asphaltènes. *n.* Constituants des particules colloïdales du bitume et de l'asphalte, considérés comme des groupes d'hydrocarbures aromatiques complexes.

assimilation magmatique. Processus de fusion de la roche encaissante par un magma, aboutissant à la contamination de celui-ci et à la cristallisation d'une roche de composition intermédiaire entre celle du magma et celle de la roche encaissante initiale.

association végétale. Groupement de plantes vivant le plus souvent ensemble et, suivant les cas, plus ou moins strictement limitées à une association donnée. Les associations végétales s'expliquent par les exigences écologiques des plantes qui les constituent et leurs rapports avec les conditions du milieu où se trouve l'association.

ataxite. *n.* Météorite métallique, riche en nickel, sans structure visible à l'œil nu.

atmophile. *adj.* Qualifie un élément qui se trouve dans l'atmosphère (N, A, He).

atmosphère. *n.* « Enveloppe » gazeuse, continue, qui entoure la Terre.

atoll. *n.* Récif corallien en forme de couronne entourant un lagon.

attrinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

attritus. *n.* Mélange gélifié très fin composant un macéral.

aubrite. *n.* Achondrite (météorite pierreuse) dépourvue de calcium, composée en grande partie d'enstatite (pyroxène magnésien).

autochtone. *adj.* 1° Se dit d'un matériel qui n'a pas subi de transport, et qui s'est déposé en son lieu de formation. 2° Substratum situé au-dessous de la surface de charriage.

autométamorphisme. *n.* Modification chimique se produisant dans une roche ignée déjà solidifiée en contact avec le fluide résiduel.

autométasomatisme. *n.* Métasomatisme de roches magmatiques produit par des fluides provenant du réservoir magmatique d'où sont issues les roches transformées.

automorphe ou **idiomorphe.** *adj.* Se dit d'un minéral qui, dans une roche, a des cristaux possédant leur forme propre, leurs faces s'étant développées sans entrave.

avant-pays. *n.* Région située en avant du front de la la nappe de charriage.

aven. *n.* Gouffre naturel en forme d'entonnoir, créé par l'érosion en pays calcaire.

averse de météorites. Fragments tombant à l'intérieur d'une zone plus ou moins vaste et provenant de l'éclatement d'une météorite pendant la traversée de l'atmosphère.

axe (d'un pli). Intersection de la charnière avec le plan axial du pli.

axe optique. Direction privilégiée d'un corps anisotrope, selon laquelle il présente les propriétés optiques d'un corps isotrope.

B

bache. *n.* Sur une plage, dépression où il reste de l'eau à marée basse.

back-reef. *n.* Partie d'un récif opposée au large.

back-shore. *n.* Haute plage, émergée (par opposition à la plage sous-marine, *off-shore*).

bad-lands. *n.* Terres argileuses profondément ravinées par le ruissellement torrentiel.

balance de Westphal. Balance hydrostatique utilisée pour la détermination de la densité d'un liquide.

balkhashite. *n.* Nom local d'un *boghead,* nommé d'après le lac Balkhash (U.R.S.S.).

barkhane. *n.* Dune en forme de croissant, orientée perpendiculairement au vent.

basaltes. *n.* Roches effusives sombres, très répandues; elles sont composées de phénocristaux de pyroxènes et de plagioclases basiques noyés dans une pâte microlitique et vitreuse. Équivalents effusifs des gabbros.

basaltes picritiques. Basaltes riches en olivine, qui constitue environ 50 % de la roche; très répandus dans les fonds et les îles océaniques.

basaltes tholéiitiques ou **«basaltes de plateau».** Basaltes résultant de la cristallisation d'un magma saturé en silice, et contenant peu ou pas d'olivine.

basanites. *n.* Roches basiques à olivine, contenant un feldspathoïde.

basiques. *adj.* **(roches).** Roches pauvres en silice. *Ex.* Basaltes.

bassin. *n.* Voir *brachysynclinal.*

bassin euxinique. Mer fermée, pauvre en oxygène et riche en résidus sulfureux, dans laquelle la vie est rendue difficile, voire impossible. *Ex.* La mer Noire.

bassin limnique. Bassin lacustre situé à l'intérieur des terres, et ne subissant pas d'influences marines.

bassin paralique. Lagune (bassin côtier) tantôt émergée, avec développement des végétaux, tantôt inondée, d'où le dépérissement de ceux-ci. Ceci entraîne des accumulations successives de matière organique. Un tel processus a contribué à former les couches de houille.

batholite. *n.* Masse intrusive de grande dimension (de l'ordre d'une centaine de km).

bathyale. *adj.* **(zone).** Zone océanique correspondant à peu près au talus continental ; la *zone bathyale* est comprise entre la *zone néritique* et la *zone abyssale*.

battance. *n.* Forme d'érosion engendrant des *sols battants*.

beach-cusp. *n.* Voir *croissant de plage*.

bentonites. *n.* Argiles (montmorillonites surtout) constituées par la transformation de tufs volcaniques déposés en milieu marin ; cette transformation s'effectue au cours de la diagenèse.

berm. *n.* ou **gradin de plage.** Micro-falaise parallèle à la ligne de rivage et dont l'origine est liée aux courants et au vent.

biocalcarénites. *n.* Calcarénites formées de fragments de tests d'organismes.

biocalcirudites. *n.* Calcaires clastiques formés de restes d'organismes transportés puis déposés sous l'action des courants.

biocénose. *n.* Communauté des êtres vivants, végétaux et animaux, peuplant le même biotope et unis entre eux par des relations nutritives et compétitives.

biocénotique. *n.* Étude des communautés d'êtres vivants du point de vue de leur description, leur genèse, leur évolution et des rapports écologiques de leurs membres entre eux et avec leur biotope.

biodégradation. *n.* Dégradation effectuée par des organismes vivants.

biofaciès. *n.* Ensemble des caractères biologiques visibles dans un sédiment.

biogénique. *adj.* D'origine biologique, dont la genèse est due aux êtres vivants.

biogéographie. *n.* Étude de la distribution géographique des divers taxons d'êtres vivants. La biogéographie des plantes est la phytogéographie.

bioherme. *n.* Édifice récifal, non stratifié, dû à des coraux et autres organismes constructeurs.

biome. *n.* Vaste écosystème couvrant de grandes étendues de la Terre, ayant une physionomie et une écologie communes (savane, forêt de feuillus) sous des compositions floristiques et faunistiques diverses.

biosphère ou **écosphère.** *n.* Ensemble des êtres vivants qui peuplent la surface de la Terre.

biostratigraphie. *n.* Stratigraphie basée sur la comparaison et l'étude des fossiles renfermés dans les strates.

biostrome. *n.* Récif en bancs continus, lités suivant les lois de la stratification.

biotitites. *n.* Roches ignées ultra-basiques composées exclusivement de mica noir (biotite).

biotope. *n.* Milieu occupé par une ou des communautés d'êtres vivants, et caractérisé par certains traits écologiques en rapport avec la vie de ceux-ci.

biozone. *n.* Unité biostratigraphique caractérisée par une certaine association de fossiles.

biréfringence. *n.* Propriété des corps anisotropes dans lesquels la vitesse de la lumière est fonction de sa direction de propagation.

bitume. *n.* En géologie, mélange d'hydrocarbures naturels, ou pyrogènes, entièrement soluble dans le sulfure de carbone. Dans le langage courant, désigne à la fois des produits contenus dans les roches asphaltiques naturelles et le résidu du raffinage du pétrole.

bituminite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

boghead. *n.* Charbon d'Algues, de nature souvent bitumineuse et pouvant être une source d'hydrocarbures liquides ou gazeux.

bombe volcanique. Projection volcanique émise à l'état pâteux, mais possédant parfois un noyau solide.

borolanites. *n.* Syénites à pseudoleucite, associée à de l'orthose et à de nombreux minéraux ferromagnésiens (augite, biotite, grenat, mélanite).

botryoïdal. *adj.* En forme de grappe.

bouchon volcanique. Bouchon de lave solidifiée obstruant la cheminée volcanique.

bouclier. *n.* Vaste région constituée de terrains très anciens, nivelés par l'érosion, et restée tectoniquement stable depuis l'époque précambrienne. *Ex.* Le bouclier canadien.

boudinage. *n.* Fragmentation par étirement d'un banc *compétent* intercalé dans une série *incompétente*.

Bowen (série ou **suite de).** Ordre de séparation des minéraux dans les magmas, formulé par Bowen.

brachyanticlinal ou **dôme.** *n.* Anticlinal à dimensions longitudinale et transversale peu différentes.

brachysynclinal ou **bassin.** *n.* Synclinal à dimensions longitudinale et transversale peu différentes.

branche armoricaine. Direction N.-W. - S.-E. de la chaîne hercynienne.

branche varisque. Direction S.-W. - N.-E. de la chaîne hercynienne.

brèches. *n.* Conglomérats dont les éléments sont anguleux.

brèches tectoniques ou **brèches de faille.** Roches du métamorphisme cataclastique, difficiles à distinguer des brèches sédimentaires. Elles sont formées de fragments anguleux, constitués le plus souvent d'un seul type de roche, inclus dans une matrice fine résultant du broyage de la roche dans une faille.

brunizem. *n.* Sol isohumique de climat humide (prairie du Canada et des États-Unis).

brut. *n.* En abrégé, le pétrole brut tel qu'on l'extrait d'un gisement.

butte-témoin. *n.* Hauteur dégagée par l'érosion, formée d'une couche dure surmontant des roches tendres, et qui témoigne de l'ancienne extension d'un revers de côte (voir *cuesta*) ou d'un plateau.

C

calanque. n. Échancrure étroite d'un littoral calcaire, envahie par la mer. *Ex.* Les calanques de Cassis.

calcaires. *n.* Roches sédimentaires constituées essentiellement de carbonate de calcium ($CaCO_3$).

calcarénites. *n.* Roches calcaires d'origine détritique ; les grains ont la taille de grains de sable (comprise entre 1/16 de mm et 2 mm), et sont noyés dans un ciment de calcite grossièrement cristalline.

calcicole. *adj.* Qui affectionne les terrains calcaires.

calcifuge. *adj.* Qualifie une plante qui pousse sur un sol acide ne renfermant pas de calcium.

calcilutites. *n.* Calcaires détritiques à grain fin.

calcirudites. *n.* Calcaires détritiques à grain grossier.

calcite. *n.* La plus commune des deux formes cristallines du carbonate de calcium, à symétrie rhomboédrique ; l'autre forme étant l'aragonite orthorhombique.

calcschistes. *n.* Roches métamorphiques schisteuses, grises, noires ou verdâtres, formées de minéraux calcitiques alternant avec des minéraux quartzo-micacés.

caldeira. *n.* Grande cavité circulaire, entourée par une muraille de matériel volcanique, formée lors de l'explosion de la cheminée d'un volcan ou par effondrement.

camptonites. *n.* Lamprophyres essentiellement composées de plagioclase (labradorite généralement) et d'amphibole sodique.

cannel-coals. *n.* Charbons composés de micro-spores enrobées dans une matrice à la fois organique et minérale (en français, *gayets*).

capacité spécifique de rétention. Rapport, exprimé en pourcentage, du volume maximal d'eau de rétention que peut contenir un milieu poreux au volume total de ce dernier.

cap-rock. *n.* Formation géologique imperméable située immédiatement au-dessus d'un gisement qu'elle limite et protège.

capture. *n.* Détournement naturel de la partie amont d'un cours d'eau vers un cours d'eau voisin, le premier devenant l'affluent du second.

carat. *n.* Unité de masse utilisée en joaillerie (le carat moderne vaut 0,2 g).

carbènes. *n.* Hydrocarbures solides, insolubles dans les solvants habituels, provenant de l'oxydation à température moyenne des asphaltènes, de poids moléculaire élevé.

carbénoïdes. *n.* Hydrocarbures tout à fait insolubles, fortement polymérisés, à structure cyclique essentiellement aromatique.

carbonatites. *n.* Roches intrusives carbonatées, étroitement associées à des roches alcalines ignées.

carbone ratio. Théorie expliquant l'extinction des gisements carbonés.

cargneules. *n.* Roches sédimentaires pseudo-conglomératiques, formées d'une matrice calcitique jaunâtre dans laquelle sont individualisés des fragments de dolomie noirâtre à grain fin.

carottage. *n.* Extraction en profondeur d'une colonne cylindrique de sédiment.

carotte. *n.* Échantillon de terrain, de forme grossièrement cylindrique, prélevé dans un trou de forage au moyen d'un carottier.

carrière. *n.* Lieu d'où l'on extrait des matériaux de construction (pierres) ; peut être à ciel ouvert ou souterraine.

carte géologique. Relevé, sur une carte topographique, des contours géologiques des différentes formations rocheuses présentes dans une région.

carte isocarbe. Carte d'isoconcentration en carbone organique.

carte piézométrique. Carte où la surface piézométrique d'un aquifère est représentée par des courbes d'égal niveau piézométrique, dites *courbes équipotentielles*.

carte potentiométrique. Carte exprimant les pressions en hauteur d'eau douce après correction des salinités.

cataclasites. *n.* Roches du métamorphisme dynamique ou cataclastique se formant à la suite de déformations tectoniques à faible profondeur. Si la roche originelle est *monominérale,* la cataclasite correspondante sera formée de cristaux arrondis ou aplatis, inclus dans une matrice très fine. Si la roche originelle est *polyminérale,* la cataclasite correspondante montrera des réactions métamorphiques entre les différents minéraux, parfois une fusion locale.

cataclastique. *adj.* **(métamorphisme).** Métamorphisme se manifestant par l'écrasement des grains cristallins des roches soumises à des déformations intenses.

catena. *n.* ou **chaîne de sols.** Succession de sols régulièrement étagés du haut en bas des pentes, résultant d'un double processus d'érosion et de lessivage oblique.

cation. *n.* Ion chargé positivement; dans l'électrolyse, il se dirige donc vers la cathode (pôle négatif).

cellulose. *n.* Polymère insoluble d'une forme de glucose à longues molécules en forme de chaînes, elles-mêmes groupées en faisceaux. Constituant essentiel des parois squelettiques des végétaux.

chaîne géosynclinale ou **bicontinentale.** Chaîne comprise entre deux masses continentales. *Ex.* Les Alpes.

chaîne intracratonique ou **intracontinentale.** Chaîne développée sur un *craton. Ex.* Jura, Pyrénées.

chaîne liminaire ou **bordière.** Chaîne développée sur la bordure d'un continent. *Ex.* Les Andes en Amérique du Sud, qui s'étendent sur plus de 10 000 km.

chalcophile. *adj.* Élément qui présente des affinités avec le cuivre.

champ. *n.* Zone pétrolifère d'étendue variable donnant lieu à la production d'hydrocarbures, constituant une seule entité géologique, structurale et stratigraphique.

charbon à coke. Chauffé à l'abri de l'air, ce charbon fond puis se resolidifie (entre 360 et 500 °C) en une matière vacuolaire, le semi-coke qui, chauffé à 1 000 °C, donnera le coke industriel.

charbon humique. Charbon où alternent des lits brillants, composés de débris de tiges et de racines houillifiées, et des lits mats à accumulation de spores, de micro-filaments ligneux et de substances minérales.

charbon sapropélique. Charbon d'Algues à grains fins, compact, à teneur élevée en matières volatiles et en hydrogène, d'où une combustion aisée. Par distillation, ce type de charbon fournit des hydrocarbures.

charbons. *n.* Roches sédimentaires combustibles, formées en surface et sous une faible couverture d'eau par la décomposition de débris végétaux d'origines diverses que recouvrent ensuite des sédiments détritiques.

charnière. *n.* Zone de courbure maximale du pli.

charnockites. *n.* Série de roches plutoniques bien représentées dans les vieux boucliers. Les minéraux principaux en sont le quartz, l'orthose, le plagioclase, le grenat et l'hypersthène.

charriage. *n.* Déplacement de terrains de grande amplitude pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres. Les terrains déplacés constituent une *nappe de charriage,* marquée à la base par un contact anormal.

chassignite. *n.* Achondrite (météorite pierreuse) pauvre en calcium, composée en grande partie d'olivine.

chélate. *n.* Complexe pseudosoluble susceptible de migrer dans le sol.

chélateur. *n.* Substance chimique susceptible de fixer des ions métalliques.

cheminée volcanique. Fissure ou fracture par où s'échappent les matières volcaniques.

chéremchite. *n.* Nom local d'un boghead, nommé d'après le district de Cheremchovo (U.R.S.S.).

chernozem. *n.* Sol noir, uniforme, épais, riche en matières organiques, en pays tempéré assez sec. Syn. de *tchernozem, tchernoziom.*

chevauchement. *n.* Contact anormal entre deux terrains, l'un ayant avancé au-dessus de l'autre.

cheveux de Pélée. Filaments vitreux détachés des billes volcaniques et transportés par le vent.

chiastolite. *n.* Inclusion charbonneuse en forme de croix que l'on trouve dans certaines variétés d'andalousite, minéral fréquent du métamorphisme de contact.

chloritoschistes. *n.* Schistes de couleur verte constitués principalement de chlorite.

chlorophyllinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

chondres. *n.* Dans les météorites, sphérules de 0,5 à 3 mm de diamètre, composés de silicates et de minéraux métalliques généralement mêlés. Aucun processus géologique terrestre ne peut produire de telles structures.

chondrite. *n.* Météorite pierreuse contenant des sphérules de 0,5 à 3 mm de diamètre *(chondres)* composés de silicates (olivine, pyroxène...) et de minéraux métalliques.

chronologie. *n.* **(absolue** et **relative).** La *chronologie relative* a pour but d'établir si une roche ou un phénomène géologique s'est produit avant ou après un autre. Se fonde surtout sur l'étude des fossiles et de la superposition des terrains. La *chronologie absolue* fixe la date, en années, millénaires ou millions d'années, d'un événement à partir, notamment, de l'étude de la durée de vie des isotopes radio-actifs.

ciment. *n.* Matière minérale déposée entre des particules rocheuses, contribuant ainsi à former une roche dure.

cipolin. *n.* Marbre dont la couleur verdâtre est due à la présence de micas, formés par recristallisation des impuretés argileuses de la roche calcaire originelle.

cire végétale. Résine, analogue à la cire des abeilles, d'origine végétale.

cirque. *n.* Relief glaciaire qui se présente sous la forme d'une dépression semi-circulaire dominée par des parois abruptes.

cisaillement. *n.* Type de déformation par aplatissement et rotation d'ensemble accompagnés de ruptures.

clarain. *n.* Matière composant les lits de certains charbons; semi-brillante, moins vitreuse et moins fissurée que le vitrain.

clarite. *n.* Microlithotype des charbons formé de vitrinite et d'exinite.

classe. *n.* En minéralogie, subdivision groupant les substances cristallisées. Il existe 32 classes de symétrie réunies en 7 systèmes et ces systèmes en 3 familles.

classe hémiédrique. Classe de symétrie ne possédant que la moitié des éléments de symétrie de son système cristallin.

classe holoédrique. Classe de symétrie possédant tous les éléments de symétrie du système cristallin auquel elle appartient.

classe tétartoédrique. Classe de symétrie ne possédant plus que le quart des éléments de symétrie de son système cristallin.

clastique. *adj.* Qualifie un matériau (fragment de roche ou particule rocheuse) résultant de la désintégration d'une roche préexistante.

clinomètre. *n.* En géologie, instrument de mesure de l'inclinaison d'un plan. Permet de mesurer notamment le *pendage* des couches d'un terrain.

clivage (plan de). Plan suivant lequel un minéral se débite. Dans beaucoup de minéraux (mica, gypse), il est facile de fractionner le solide selon le plan de clivage.

coccolithophoridés. *n.* Phytoflagellés minuscules sécrétant une coque calcaire constituée de plaquettes indépendantes (les coccolithes) ; la craie en renferme en grande abondance.

collinéen. *adj.* **(étage).** Souvent, étage de végétation englobant les plaines et les collines, donc situé en dessous de l'étage montagnard, jusque vers 800 ou 1 000 m. Désigne aussi un étage situé au-dessus des plaines, qui constituent alors l'étage planitaire, et en dessous de l'étage montagnard.

collinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

colloïde. *n.* Mélange formé de fines particules dispersées dans une substance homogène ; les colloïdes sont caractérisés par des propriétés physiques particulières.

colluvionnement. *n.* Formation de dépôt fin, plus ou moins sableux, résultant d'un remaniement à faible distance. Ce phénomène est très important dans les formations végétales ouvertes, comme la steppe et la savane.

colluvions. *n.* Matériaux transportés le long d'un versant et s'accumulant au pied de ce dernier.

combe. *n.* Vallée entaillée par l'érosion dans la voûte anticlinale d'un plissement jurassien, et limitée par deux escarpements calcaires, les crêts.

comendites. *n.* Rhyolites alcalines très riches en sodium; elles contiennent des pyroxènes et des amphiboles sodiques.

communauté. *n.* Ensemble des espèces animales et végétales qui vivent ensemble.

compaction. *n.* Réduction de volume sous l'action de la pression (en particulier, compaction des sédiments sous l'action du poids des sédiments susjacents).

compétence. *n.* Possibilité pour un cours d'eau de transporter des matériaux en fonction de sa vitesse.

compétentes. *adj.* **(roches).** Roches rigides tels le calcaire, la dolomie, etc.

comportement géochimique des éléments. Aptitude naturelle d'un élément à se concentrer dans des minéraux ou des roches déterminés. Ce comportement est fortement influencé par la structure électronique des atomes.

composition norminative. Voir *norme.*

conchoïdale. *adj.* **(cassure).** Caractérise la surface d'une cassure qui présente une forme arrondie rappelant une coquille (*ex.* cassure du silex ou d'un verre).

concrétion. *n.* Masse irrégulière de roche compacte, noyée dans un matériel plus friable ou incohérent. *Ex.* Les concrétions de silex dans la craie.

condensat. *n.* Système d'hydrocarbures se déposant à la température de surface, inférieure à celle du gisement, en une phase gazeuse et une phase liquide.

cône éruptif. Formation édifiée par les projections volcaniques et les laves. Elle est large à la base avec des flancs plus ou moins inclinés.

cone-in-cone. *n.* Structure sédimentaire formée de cônes intriqués les uns dans les autres, d'échelle décimétrique.

conglomérats. *n.* Roches formées d'un mélange d'éléments détritiques plus ou moins arrondis, liés par un ciment qui peut être calcaire, siliceux ou argileux.

contrainte ou **« stress ».** *n.* Limite du rapport $\sigma = \frac{dF}{dS}$ quand dS tend vers zéro, F étant la force en kgf appliquée à un corps et S la surface sur laquelle s'applique la force.

coorongite. *n.* Charbon sapropélique que l'on trouve en Australie (baie de Coorong). L'aspect rappelle celui du caoutchouc ; de couleur brun-noir, la coorongite se forme à partir de dépôts de masses d'Algues desséchées de type *Botryococcus*.

copal. *n.* Résine que l'on extrait de divers arbres des régions tropicales.

coprolit(h)e. *n.* Nodule phosphaté dû à la fossilisation de déjections d'organismes (généralement de Reptiles).

coralligène. *adj.* Lié à l'activité des coraux.

core-drills. *n.* Petites carottes de forage.

cornéennes. *n.* Roches métamorphiques de contact à texture massive, non schisteuses, à grain fin, très dures.

corpocollinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

corpohuminite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

corps natif. Minéral composé d'un seul élément chimique.

corrasion. *n.* En pays désertique, usure des roches sous l'action des débris transportés par le vent.

corrélation stratigraphique. Corrélation temporelle établie entre plusieurs formations, notamment grâce à leur contenu fossilifère.

corrosion. *n.* Usure des roches par des agents naturels ; se rapporte généralement à une action chimique plutôt que physique.

coupe. *n.* Voir *fraction*.

courant de convexion ou **courant sous-crustal.** Courant résultant de différences de densité, elles-mêmes liées à des différences de températures à l'intérieur du manteau du globe terrestre.

courant de turbidité. Courant de fond en milieu marin ; transporte des matériaux en suspension.

courbe granulométrique. Courbe obtenue en portant en abscisse la taille des grains d'une roche et en ordonnée la fréquence en poids (cumulé ou non).

courbes équipotentielles. Courbes d'égal niveau piézométrique.

couverture. *n.* Ensemble de terrains sédimentaires qui reposent en *discordance* sur un socle préalablement érodé et plus ancien.

cracking. (angl.) ou **craquage.** *n.* Traitement industriel qui a pour effet de rompre les molécules des hydrocarbures et d'en constituer de nouvelles, plus petites (plus légères et plus volatiles) sous l'effet de la chaleur.

craie. *n.* Variété de calcaire blanc et friable.

cratère. *n.* 1° Excavation résultant de la chute sur le sol d'une météorite. On distingue : les *cratères d'impact*, formés par des météorites relativement petites, et dont le diamètre est de l'ordre de quelques dizaines de mètres ; les *cratères d'explosion*, qui se forment dans les cas où les météorites explosent en touchant le sol ; ils ont un diamètre minimal de 100 m. 2° Dépression située au sommet, sur les flancs ou à la base d'un volcan.

craton. *n.* Domaine de la croûte terrestre resté tectoniquement stable depuis la fin du Précambien.

creep. *n.* Mouvements de migration lents.

creeping. *n.* Voir *reptation*.

cristal. *n.* Structure chimique, homogène, ayant, au moins potentiellement, une forme géométrique définie ; ce caractère est en liaison avec la structure atomique. *Ex.* La halite (ou sel gemme) cristallise sous forme cubique.

cristallin. *adj.* Qui possède les caractères d'un cristal.

cristallines. *adj.* **(roches).** Roches composées de minéraux cristallins. *Ex.* Granite.

cristallographie. *n.* Science qui étudie la forme (symétrie des cristaux et disposition des faces cristallines), la constitution, les propriétés physiques et la classification des cristaux.

crochon (de faille). Structure résultant du rebroussement des strates au voisinage d'une faille.

croissant de plage ou **beach-cusp.** Festons de plusieurs mètres d'amplitude, que l'on rencontre sur les plages et qui marque la limite de déferlement des vagues.

cross-bedding. *n.* Voir *stratification entrecroisée*.

croûte terrestre ou **lithosphère.** Partie superficielle de la Terre, composée de silicates communs, et séparée du manteau par la discontinuité de Mohorovicic.

cryosol. *n.* Sol gelé en permanence.

cryoturbation. *n.* Ensemble des déplacements touchant les particules constitutives des sols sous l'action du gel et du dégel, en climat très froid.

cryptocristallines. *adj.* **(roches).** Roches très finement cristallisées dont on ne peut distinguer les minéraux à l'œil nu.

cuesta. *n.* Relief dissymétrique, créé par l'érosion affectant une série sédimentaire formée par l'alternance de couches de résistance différente, basculées par une déformation de grande ampleur. Cette forme de relief est caractérisée par un talus à profil concave *(front)* et par un plateau doucement incliné en sens inverse *(revers)*.

cuirasse ferrugineuse. Horizon induré formé par l'accumulation d'oxydes de fer, en pays tropical.

cutinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

cuttings. *n.* ou **déblais de forage.** Débris arrachés aux terrains par le trépan au cours de forage et remontés à la surface par la boue de forage.

cyclanes. *n.* Voir *naphtènes*.

cycle alpin. Ensemble des phases de sédimentation (formation de dépôts marins ou continentaux), de plissement et d'érosion qui ont contribué à la formation de la chaîne des Alpes.

cycle biogéochimique. Ensemble des transformations biologiques, géologiques ou chimiques que subissent les éléments constitutifs de la matière vivante tels le carbone, l'azote, le phosphore, le soufre, le calcium, etc.

cycle sédimentaire. Ensemble de phénomènes ayant contribué à l'élaboration d'une unité sédimentaire dans laquelle on peut reconnaître trois phases : la première et la troisième sont de type continental, la deuxième est franchement marine. Le cycle suivant commencera par une phase continentale.

cyclo-alcanes. *n.* Voir *naphtènes*.

cyclothème. *n.* Alternance rythmique de lits de charbon avec des bancs qui en sont dépourvus.

D

dacites. *n.* Roches ignées (équivalents effusifs des adamellites et granodiorites), à plagioclase dominant.

dalle. *n.* Élément mince de pierre, de verre, de lave, etc., prêt à être posé en revêtement.

darcy. *n.* Unité de mesure de la perméabilité. 1 darcy correspond à la perméabilité d'un échantillon de 1 cm de longueur laissant passer 1 cm^3 de fluide de viscosité 1, en 1 s, par unité de section, sous 1 atmosphère de pression.

datation radio-active. Age absolu d'une formation en nombre d'années (milliers ou millions), déterminé par la méthode des isotopes radio-actifs de certains minéraux constitutifs des roches.

dead-line. *n.* Limite au-delà de laquelle seules subsistent des accumulations de gaz dans un gisement de pétrole, en fonction des températures subies.

débit. *n.* Volume d'eau écoulé en un point donné pendant une unité de temps (m^3/s).

débit spécifique. Débit obtenu dans un puits par mètre de rabattement.

débit unitaire. Volume traversant, par unité de temps, l'unité de section perpendiculaire à la direction de l'écoulement dans un milieu aquifère saturé.

déblais de forage. Voir *cuttings*.

décrochement. *n.* Faille dont le mouvement relatif des compartiments se fait principalement suivant un rejet horizontal.

décrochement dextre. Décrochement dont le mouvement de coulissement s'opère dans le sens des aiguilles d'une montre, de part et d'autre du plan de faille.

décrochement sénestre. Décrochement dont le mouvement de coulissement s'opère dans le sens contraire des aiguilles d'une montre, de part et d'autre du plan de faille.

déflation. *n.* Déblayage par le vent de débris meubles et secs provenant de la désagrégation physique ou chimique des roches.

déformation cassante. Déformation discontinue causant des ruptures dans le corps qui a subi cette action.

déformation continue. Déformation des roches après laquelle deux points initialement voisins l'un de l'autre restent voisins. C'est le cas des déformations souples par plissement.

déformation discontinue. Déformation des roches après laquelle deux points initialement voisins se retrouvent séparés par une surface le long de laquelle il y a eu glissement.

déformation élastique. Déformation réversible (susceptible de retour à l'état initial) qui disparaît complètement quand la pression cesse d'exercer son action.

déformation plastique. Déformation permanente et proportionnelle à la pression.

déformation visqueuse. Déformation permanente et fonction du temps, qui peut avoir lieu même si la contrainte est relativement faible.

dégradofusinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

degré hydrotimétrique. Voir *titre hydrotimétrique*.

delta. *n.* Plaine triangulaire formée à l'embouchure d'un fleuve par les matériaux d'érosion déposés dans une mer peu profonde, aux marées faibles, de sorte que les alluvions ne sont pas déblayées. *Ex.* Le delta du Rhône.

dendrite. *n.* Agrégat dont le dessin évoque une arborisation.

dendrochronologie. *n.* Méthode de datation basée sur l'étude des anneaux de croissance des arbres.

densinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

densité. *n.* A volume égal, rapport entre la masse d'un corps et celle de l'eau à une température de 4 °C.

dépôts fumerolliens. Produits de condensation des émanations gazeuses qui s'échappent d'un volcan ou de crevasses avoisinantes.

dérive des continents. Théorie, postulée par Wegener (1915), selon laquelle les continents ne sont pas fixes mais se sont déplacés au cours des temps, et continuent de le faire.

désert. *n.* Zone aride à végétation xéromorphe, éparse, bien adaptée à la sécheresse et présentant des caractères morphologiques et physiologiques très particuliers.

desmocollinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

détritique. *adj.* Se dit d'un matériel provenant d'une roche préexistante, soumise à l'érosion. Le matériel a été arraché sous forme de particules qui peuvent être de tailles très variées.

diachrone. *adj.* Qualifie une formation stratigraphique qui, tout en conservant le même aspect et une parfaite continuité, n'a pas le même âge en toutes ses parties.

diaclases. *n.* Cassures sans déplacement des compartiments situés de part et d'autre de ces cassures (sans rejet). Interprétées comme le résultat de compressions et d'extensions subies par les roches.

diadochie. *n.* Substitution d'un ion par un autre, de dimension et de charge assez proches, à l'intérieur d'un réseau cristallin.

diagenèse. *n.* Ensemble des processus (changements de composition et de structure) transformant un sédiment en une roche consolidée.

diagramme de poudre. Enregistrement des cônes de diffraction obtenus en focalisant un faisceau monochromatique de rayons X sur une poudre cristalline. Chaque minéral a son diagramme caractéristique.

diagraphie. *n.* Opération d'enregistrement des variations d'un ou de plusieurs paramètres physiques des roches traversées par un sondage en fonction de la profondeur. Utilisée pour l'exploration pétrolière.

diamagnétique. *adj.* Se dit d'une substance minérale qui, dans un champ magnétique, prend une aimantation proportionnelle au champ, et dirigée en sens inverse.

diamètre caractéristique. Terme qui désigne, sur une courbe granulométrique, le diamètre des grains (en mm) correspondant à une valeur de fréquence en poids arbitrairement choisie.

diamètre efficace. Terme qui désigne, sur une courbe granulométrique, la valeur du diamètre correspondant à une fréquence en poids égale à 10 %.

diapir. *n.* Intrusion d'un dôme de sel à travers les formations sus-jacentes.

diastème. *n.* Discontinuité dans une série sédimentaire représentant une période de temps pendant laquelle aucun dépôt ne s'est effectué.

diatomites. *n.* Roches siliceuses organogènes constituées de restes de Diatomées (Algues unicellulaires) ; elles sont légères et tendres, de couleur blanchâtre.

différenciation magmatique. Processus de cristallisation fractionnée d'un magma aboutissant à la formation de portions chimiquement différentes.

diffusivité. *n.* En hydrologie, paramètre qui régit la propagation d'influence dans l'aquifère.

diogénite. *n.* Achondrite (météorite pierreuse) pauvre en calcium, composée en grande partie de bronzite (pyroxène orthorhombique).

diorites. *n.* Roches ignées, de composition intermédiaire entre celle des granites et celle des gabbros, constituées essentiellement de plagioclase (andésine généralement) et de hornblende.

discontinuité. *n.* 1° Surface de part et d'autre de laquelle les roches ne sont pas continues. *Ex.* Plan de faille, discordance. 2° Dans la constitution du globe terrestre, des discontinuités ont été repérées par l'étude de la propagation des ondes séismiques. Ces discontinuités impliquent généralement un changement dans la composition chimique des roches, mais peuvent résulter également de modifications de phases à des niveaux de pression critique, avec en conséquence des changements dans les caractères d'élasticité et de densité de la roche.

discontinuité de Conrad. Surface irrégulière située entre la surface de la Terre et la discontinuité de Mohorovicic.

discontinuité de Gutenberg. Discontinuité située vers 2 900 km de profondeur.

discontinuité de Mohorovicic. Discontinuité située à une profondeur de 35 à 40 km au-dessous de la surface de la Terre. Sépare la croûte hétérogène, du manteau, plus homogène.

discordance. *n.* Type de disposition d'une couche sur une autre, une phase d'érosion ou de plissement séparant le dépôt des deux strates.

dismigration. *n.* Remontée des hydrocarbures jusqu'à la surface du sol, où ils se manifestent par des indices superficiels.

dispersion hydrodynamique. Phénomène résultant de la structure des vides d'une roche, et se traduisant par une différence dans les temps d'arrivée de particules d'eau issues d'une même origine.

distillat. *n.* Liquide obtenu par condensation de vapeur dans un appareil de distillation.

distillation fractionnée. Séparation d'un mélange de plusieurs liquides ayant des points d'ébullition différents, recueillis successivement.

dodécaèdre. *n.* Polyèdre appartenant au système cubique et composé de douze faces de cinq côtés chacune.

dodécagone. *n.* Figure à douze côtés et à douze angles.

dolérites. *n.* Roches ignées basiques, de composition chimique analogue à celle des gabbros, caractérisées par leur structure ophitique.

doline. *n.* Dépression fermée, subcirculaire, creusée par l'érosion en pays calcaire.

dolomies. *n.* Roches sédimentaires formées de dolomite, souvent en association avec du carbonate de calcium.

dolomite. *n.* Carbonate double de calcium et de magnésium.

dôme. *n.* 1° Voir *brachyanticlinal.* 2° Petit relief volcanique en forme de coupole.

domites. *n.* Trachy-andésites à oligoclase, de couleur claire.

dopplérite. *n.* Substance qui a l'aspect d'un gel et que l'on trouve dans certains dépôts tourbeux à environ 2 m sous la surface du marais. C'est une substance azotée analogue aux ulmines.

doréites. *n.* Trachy-andésites auxquelles la présence de minéraux ferromagnésiens donne une couleur sombre.

drainage. *n.* Évacuation naturelle ou artificielle de l'eau en excès, qu'elle soit en surface ou dans un sol.

drainance. *n.* En hydrologie, intercommunication existant entre deux nappes d'eau souterraine et qui se fait au travers de roches semi-perméables ou imperméables.

dreikanters. *n.* Cailloux à facettes, façonnés en pays aride par les grains que projette le vent.

drumlin. *n.* Colline oblongue constituée en grande partie par des éléments de moraine de fond, et caractéristique des dépôts glaciaires.

druse. *n.* Masse plus ou moins plate sur laquelle des cristaux font saillie.

dunites. *n.* Péridotites contenant presque uniquement de l'olivine, et des quantités accessoires de minéraux métalliques.

durain. *n.* Matière mate, terne et compacte formant les lits de certains charbons.

durée de renouvellement. En hydrogéologie, temps nécessaire à la reconstitution de la réserve d'eau originelle d'une nappe souterraine.

dureté. *n.* 1° En minéralogie, désigne la résistance qu'un minéral oppose à la rayure. 2° Propriété qu'a une eau de provoquer un résidu insoluble au contact du savon et un dépôt de carbonate de calcium sous l'effet de l'ébullition.

durite. *n.* Microlithotype des charbons, formé d'exinite et d'inertinite.

dyke. *n.* Roche éruptive qui fait saillie à la surface du sol et qui affecte la forme d'une épaisse muraille ou d'une colonne.

dynamique. *n.* 1° Étude de tous les processus qui conduisent à la formation, à l'altération et à la perturbation des roches. 2° Étude, en tectonique, dont l'objet est la reconstitution des contraintes qui ont donné lieu aux déformations orogéniques.

dynamométamorphisme. *n.* Métamorphisme dû uniquement à la pression et relativement indépendant de la température.

dysodile. *n.* Charbon sapropélique très inflammable, malodorant, se débitant en lamelles fines, flexibles et élastiques.

E

eau. *n.* En géologie, élément présent en tous lieux dans le sol et le sous-sol, et sous deux états principaux, gazeux et liquide-solide.

eau de capillarité. Eau présente dans les plus fins capillaires du sol même lorsque celui-ci continue à perdre son eau par évaporation.

eau de gisement. Eau associée aux gisements de pétrole.

eau de gravité. Eau libérée d'un aquifère sous l'action de la gravité.

eau interstitielle. Eau contenue dans les pores d'une roche.

eau juvénile. Eau produite en profondeur ; ne provient pas de précipitations.

eau libre. Eau souterraine, située à quelques dizaines de mètres de profondeur et caractérisée par des relations directes avec les eaux de surface.

eau de rétention. Eau retenue par la trame solide de l'aquifère.

eau de subsurface. Eau souterraine captive, située dans une zone profonde (200 à 300 m).

eau vadose. Eau de subsurface, ni absorbée ni pelliculaire, donc libre, et qui circule à l'intérieur du sol.

écailles. *n.* Structures obtenues par succession de plusieurs plis-failles.

échelle de Mohs. Ensemble de 10 minéraux utilisés comme références du degré de dureté d'un minéral.

éclat. *n.* En minéralogie descriptive, désigne la manière dont un minéral reflète la lumière (cette observation doit se faire obligatoirement sur une cassure fraîche).

éclogites. *n.* Roches métamorphiques de couleur vert sombre, à structure granoblastique très dense et constituées essentiellement de pyroxène sodique (omphacite) et de grenat pyrope (avec parfois du disthène et du quartz). Se forment dans des conditions de métamorphisme très exceptionnelles.

écobuage. *n.* Enlèvement de l'humus d'un sol.

écologie. *n.* Étude des rapports entre les êtres vivants et le milieu dans lequel ils vivent.

écologie médicale. Étude de la transmission des maladies parasitaires et de l'effet de certains facteurs du milieu sur la santé de l'homme.

écologie mésologique ou **factorielle.** Science traitant, d'une part, de l'étude du milieu et des facteurs le constituant et, d'autre part, de l'action de ces facteurs sur les êtres vivants.

écosphère. *n.* Syn. de *biosphère.*

écoulement. *n.* En tectonique, mode de plissement affectant, à haute température, des roches suffisamment plastiques.

écoulement laminaire. Écoulement d'un fluide par filets liquides parallèles, les vitesses de ceux-ci étant toutes égales sur une même section orthogonale.

édaphique. *adj.* Qui concerne le sol.

édaphologie. *n.* Science du sol, pédologie.

effets chromatiques. Teintes particulières que peut présenter un minéral observé au microscope polarisant, indépendamment de la couleur propre du minéral.

efflorescence. *n.* Transformation de sels hydratés, qui perdent une partie de leur eau de cristallisation au contact de l'air. S'observe à la surface du sol dans les zones arides et les bas-fonds mal drainés.

effusives. *adj.* **(roches).** Roches ignées qui parviennent à la surface de la Terre, par opposition aux roches *intrusives,* injectées en profondeur.

électronégativité. *n.* Force qu'a un atome dans une molécule pour attirer un électron à lui.

élément de symétrie. Figure par rapport à laquelle on opère les symétries : centre (inversion), axe (rotation), plan ou miroir (réflexion).

éluvion. *n.* Dépôt sédimentaire constitué par les éléments non évacués de la décomposition des roches.

éluvium ou **manteau d'altération.** Dépôt résiduel, laissé en place après la disparition des matériaux solubles.

embayment. *n.* Rentrant, au contact glacis-montagne.

émergence. *n.* Sortie d'eau, sous forme de source, due au contact des surfaces piézométrique et topographique.

emmagasinement. *n.* **(coefficient d').** En hydrogéologie, rapport du volume de l'eau libérée ou emmagasinée par unité de volume de l'aquifère à la variation de charge hydraulique (niveau piézométrique) correspondante.

emmagasinement spécifique. Volume d'eau libérée ou emmagasinée par unité de volume de l'aquifère et par unité de charge hydraulique.

énantiomorphe. *n.* Classe de symétrie qui ne possède que des axes, mais ni centre ni plan.

enclave. *n.* Fragment de roche (ou minéral) entièrement entouré par une roche d'un autre groupe.

endogène. *adj.* D'origine interne. *Ex.* Les roches ignées sont endogènes.

endoskarns. *n.* Roches résultant de la transformation de roches granitiques au contact d'un calcaire.

entroque. *n.* Portion de tiges de Crinoïdes (Échinodermes); leur accumulation en milieu marin contribue à la formation des calcaires à encrines, ou calcaires à entroques.

épicentre. *n.* Point du globe situé à la verticale d'un foyer séismique.

épicontinentale. *adj.* **(mer).** Mer dont le domaine est celui de la plate-forme continentale; siège des dépôts néritiques.

épicontinentale. *adj.* **(zone).** Marge marine à très faible profondeur d'eau, en bordure du continent.

épigénie. *n.* En minéralogie, modification de la structure chimique d'un minéral sans modification de sa forme.

épilimnion. *n.* Zone superficielle d'un lac ou d'un étang dont la température, en été, est supérieure à 4 °C.

épimagma. *n.* Magma appauvri en gaz, qui sont concentrés au-dessus de la lave. Magma qui peut s'épancher.

épirogenèse ou **épéirogenèse.** *n.* Phase qui suit un plissement et aboutit à la formation d'une chaîne de montagnes.

épirogénique. *adj.* **(mouvement).** Déformation lente impliquant un mouvement vertical, de soulèvement ou d'affaissement, d'un ensemble géologique.

épitaxie. *n.* Croissance isostructurale.

épitomé. *n.* Horizon diagnostique de la classification américaine des sols.

éponte. *n.* Parois, supérieure ou inférieure, d'un filon (de minerai ou volcanique).

époque. *n.* Subdivision du temps géologique correspondant à une série stratigraphique.

équivalent chimique. En hydrogéologie, se dit de la masse de chaque élément contenu dans une eau (on l'obtient en divisant la masse atomique par la valence).

ère. *n.* La plus grande division des temps géologiques. *Ex.* Ère primaire, ou Paléozoïque.

erg. *n.* Champ de dunes, en pays aride.

érosion. *n.* Dégradation lente des roches et nivellement de la surface terrestre sous l'effet de processus mécaniques et chimiques.

éruptives. *adj.* **(roches).** Roches issues du refroidissement d'un magma, en profondeur pour les roches plutoniques, à la surface pour les roches volcaniques.

escarpement de faille. Dénivellation correspondant à l'expression en surface d'une faille.

esker. *n.* Accumulation glaciaire de sables et graviers, sous forme de monticules à sommet généralement plat (les *kames*) ou de bandes sinueuses à profil transversal aigu (les *osar;* singulier *os*).

essence. *n.* Terme général employé pour divers distillats légers et carburants.

essexites. *n.* Roches intrusives calco-alcalines, largement grenues, à plagioclase et néphéline.

estran. *n.* Zone de balancement des marées, comprise entre les plus hautes et les plus basses mers.

étage. *n.* Unité chronostratigraphique; subdivision d'une série, caractérisée par un ensemble de données paléontologiques, lithologiques ou structurales de valeur en principe universelle.

étiage. *n.* Débit le plus faible d'un cours d'eau.

étoile filante. Météoroïde formé en majeure partie de substances gazeuses à la température de la surface terrestre, mais solides dans le froid interplanétaire; il se vaporise avant l'entrée dans l'atmosphère, transformation qui s'accompagne d'un effet lumineux.

étude goniométrique. Mesure des angles entre les faces d'un cristal afin de déterminer sa forme et sa classe de symétrie.

étude radiocristallographique. Méthode qui consiste à envoyer un faisceau de rayons X sur une substance cristallisée (monocristal ou poudre cristalline). La façon dont la matière diffracte ces rayons renseigne sur sa structure.

eucrite. *n.* 1° Achondrite (météorite pierreuse), riche en calcium. 2° Ce terme désigne une variété de gabbro terrestre à olivine, plagioclase, augite et hypersthène.

eugéosynclinal. *n.* Dans un géosynclinal, sillon interne situé du côté océanique.

euphotides. *n.* Gabbros constitués de grands cristaux de plagioclase vert et de cristaux de diallage.

euphotique. *adj.* **(zone).** Zone aquatique, d'environ 50 m de profondeur, dans laquelle la lumière peut encore pénétrer.

eutectique. *adj.* **(mélange).** Mélange de deux ou plusieurs minéraux qui ont cristallisé en même temps à partir de la solution de leurs constituants, ces minéraux étant en proportions définies.

eutectique. *adj.* **(point).** Désigne la température à laquelle des minéraux ont cristallisé simultanément; c'est la plus basse température (à pression donnée) à laquelle les constituants des minéraux peuvent coexister à l'état liquide.

eutrophique. *adj.* **(milieu).** Riche en éléments nutritifs, mais insuffisamment oxygéné.

eutrophisation. *n.* Enrichissement naturel d'un milieu en matières organiques et minérales. *Ex.* Eutrophisation d'un lac.

eu-ulminite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

euxinique. *adj.* Qualifie un milieu marin où les eaux de surface, oxygénées, ne descendent pas en profondeur, et ou l'hydrogène sulfuré reste donc abondant. Terme dérivé de Pont-Euxin, nom de la mer Noire dans l'Antiquité.

évaporites. *n.* Roches sédimentaires formées par la précipitation chimique de sels provenant de l'évaporation de masses d'eaux marines ou continentales.

évapotranspiration. *n.* Somme de l'évaporation du sol et de la transpiration des plantes d'un écosystème.

exinite-liptinite (groupe de l'). Un des trois grands groupes des macéraux des lignites et des houilles. Rassemble des éléments assez disparates : spores, cuticules, résines, Algues, etc.

exogène. *adj.* D'origine externe. *Ex.* Les roches sédimentaires sont exogènes.

exoskarns. *n.* Roches résultant de la transformation de roches calcaires au contact d'un granite.

extinction. *n.* Propriété que possèdent les cristaux de s'éteindre selon certaines directions privilégiées quand ils sont observés au microscope polarisant.

extrusion. *n.* Roche ignée, vitreuse ou à grain fin, qui s'est solidifiée à la surface de la Terre.

exudatinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

F

faces cristallines. Surfaces planes qui déterminent le volume du cristal. Leur développement est fonction de la croissance cristalline, alors que leur orientation est liée à la symétrie du réseau.

faciès. *n.* 1° En minéralogie, somme des caractères externes (aspect, forme, couleur, ...) que présente un minéral. Il permet de l'identifier et parfois même de déterminer son gisement. 2° L'ensemble des caractères lithologiques et paléontologiques d'une formation géologique. *Ex.* Faciès récifal.

faille. *n.* Rupture d'origine tectonique affectant une masse rocheuse, et qui s'accompagne d'un déplacement relatif des deux masses rocheuses (ou *compartiments*) résultantes le long d'une surface dite *plan de faille.*

faille béante. Faille à deux lèvres écartées.

faille conforme. Faille directionnelle dont le plan est incliné dans le même sens que les couches.

faille contraire. Faille directionnelle dont le plan est incliné dans un sens contraire à celui des couches.

faille directionnelle ou **faille longitudinale.** Faille de direction parallèle à celle des couches.

faille inverse ou **faille de compression.** Faille inclinée dont le compartiment abaissé se trouve au-dessous du plan de la faille.

faille normale ou **faille d'extension.** Faille inclinée dont le compartiment abaissé se trouve au-dessus du plan de la faille.

faille-pli. *n.* Faille courbée, postérieurement à sa formation, à la suite d'une compression.

faille transversale. Faille de direction oblique ou perpendiculaire à celle des couches.

failles conjuguées. Failles symétriques par rapport à un plan.

failles en échelons. Failles parallèles entre elles et qui se relaient les unes les autres.

failles en gradins ou **failles en escaliers.** Failles normales parallèles, inclinées toutes dans le même sens.

falun. *n.* Roche sédimentaire formée par accumulation de coquilles noyées dans une matrice argilo-sableuse.

famille. *n.* Unité à l'intérieur de la hiérarchie de la classification. En *paléontologie* et en *biologie,* subdivision de l'ordre, se subdivisant elle-même en plusieurs genres. En *pétrographie,* équivalent du « clan ».

felsique. *adj.* Terme mnémotechnique désignant les minéraux clairs (quartz, feldspaths, feldspathoïdes) d'une roche ignée; s'oppose à *mafique.*

felsites. *n.* Roches formées par la dévitrification de rhyolites très anciennes, sous l'action d'un léger métamorphisme.

fémique. *adj.* Terme mnémotechnique qui désigne l'une des deux principales classes de minéraux composant la norme d'une roche ignée; cette classe comprend principalement les minéraux ferro-magnésiens; s'oppose à *sialique.*

fenêtre tectonique. Terrains *autochtones* entourés de tous les côtés par des terrains *allochtones* différents.

fénites. *n.* Roches produites par métasomatisation de roches granitiques et gneissiques, avec disparition du quartz qui est transformé en feldspath alcalin.

fentes de tension ou **fentes de traction.** Fractures ouvertes, généralement remplies de calcite ou de quartz, répondant à des efforts d'extension.

fermentation. *n.* Processus, très généralement anaérobie, au cours duquel un substrat (« aliment ») est partiellement décomposé avec production d'énergie, qui est mise en réserve sous forme de composé phosphoré (ATP ou acide adénosine-triphosphorique); l'hydrogène arraché au substrat est fixé sur un accepteur différent de l'oxygène (qui est celui de la respiration). La fermentation remplace la respiration, mais son rendement est moins bon, car l'énergie du substrat n'est que très partiellement récupérée lors de sa dégradation imparfaite.

fermeture pratique. Fermeture qui représente la hauteur de la zone imprégnée d'huile ou de gaz dans un piège pétrolifère.

fermeture structurale. Différence de niveau entre le sommet d'un piège (gisement potentiel d'hydrocarbure) et sa base.

ferrane. *n.* Revêtement pédologique de fer.

figure de charge. Structure sédimentaire présentant des inflexions vers le bas de la surface inférieure des couches sableuses.

figure de corrosion. Petite dépression obtenue sur la face d'un cristal par un réactif approprié. Les contours réguliers sont liés à la symétrie de la face cristalline.

figure de flux. Dans une roche sédimentaire, figure résultant de l'action d'un courant d'eau.

filon. *n.* Formation de matière minérale recoupant à l'emporte-pièce d'autres roches.

fissilité. *n.* Propriété d'une roche qui se rompt suivant des plans parallèles. *Ex.* L'ardoise.

fissure. *n.* Fente formée dans une roche, de forme allongée, d'origine essentiellement mécanique.

fjord. *n.* Ancienne vallée glaciaire envahie par la mer.

flachmoor ou **lowmoor.** *n.* Tourbière de vallée ou de côte basse.

flanc (d'un pli). Côté du pli, de part et d'autre de la charnière.

flanc inverse (d'un pli). Flanc d'un pli couché ou renversé, où la succession des strates est renversée.

flanc normal (d'un pli). Flanc d'un pli couché ou renversé dans lequel les strates se suivent par ordre chronologique (les plus récentes sur les plus anciennes).

flexion. *n.* Type de déformation continue des roches au cours de laquelle une strate est plissée de telle manière que son épaisseur (mesurée perpendiculairement aux joints de stratification) reste constante.

floculation. *n.* Phénomène qui se produit lorsque les micelles d'une solution colloïdale s'agrègent en « flocons ». La floculation est un des processus sédimentaires.

fluorescence. *n.* Propriété qu'ont certains corps d'émettre de la lumière lorsqu'ils sont soumis à un rayonnement électromagnétique (rayons ultraviolets, rayons X).

fluorinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

fluvio-glaciaire. *adj.* Caractérise le dépôt qui provient à la fois de l'action des glaciers et de celle des cours d'eau.

flysch. *n.* Formation détritique d'argiles et de grès déposée dans des fosses géosynclinales.

foliation. *n.* Schistosité de flux accompagnée d'une dissolution et d'une recristallisation orientée des minéraux de la roche; les feuillets sont de composition différente, sans avoir de rapport défini avec la stratification.

forage. *n.* Ensemble des opérations qui consistent à pénétrer dans le sous-sol, soit pour des études géologiques, soit pour l'extraction de fluides contenus dans les terrains traversés.

fore-reef. *n.* Côté externe d'un récif, tourné vers le large.

forêt mixte. Forêt constituée de Feuillus et de Conifères.

formation. *n.* Ensemble sédimentaire caractérisé par une uniformité lithologique dans toute son étendue.

forme minérale. Volume conditionné par la maille qui impose l'orientation des faces, et par les éléments de symétrie qui fixent le choix de ces faces.

fossé d'effondrement. Voir *graben.*

fosse océanique. Sillon relativement étroit et allongé dont la profondeur avoisine 10 000 m.

fossile. *n.* 1° Reste d'organisme, complet ou fragmentaire, trouvé dans les roches. 2° Plus généralement, toute trace d'activité due à des êtres vivants, et conservée dans les formations géologiques.

fossile de corrélation. Fossile utilisé pour faire des comparaisons entre des localités éloignées; permet ainsi de tirer des conclusions d'ordre biogéographique.

fossile de faciès. Fossile caractéristique d'un milieu, d'un biotope donné; les fossiles de faciès sont donc des indicateurs écologiques. *Ex.* Les coraux sont des indicateurs de mer chaude.

fossile stratigraphique ou **caractéristique.** Fossile-repère, à partir duquel on peut donner un âge relatif à une formation géologique.

fossilifère. *adj.* S'applique à une roche ou à un lieu qui contient des fossiles.

fossilisation. *n.* Conservation dans un sédiment des restes d'organismes ou des traces de leur activité. Elle nécessite un enfouissement très rapide après la mort.

foyaites. *n.* Syénites néphéliniques alcalines.

fraction ou **coupe.** *n.* Terme désignant un produit de la distillation fractionnée, obtenu dans un intervalle de température bien déterminé.

frange de Beck. Méthode optique qui permet de comparer les indices de deux sections cristallines contiguës.

frustule. *n.* Chez les Diatomées, sorte de boite siliceuse sécrétée par l'appareil de Golgi de la cellule et dans laquelle cette dernière se trouve contenue.

fuel. *n.* Combustible liquide extrait du pétrole brut.

fumerolle. *n.* Émission volcanique, constituée uniquement de gaz (essentiellement de vapeur d'eau) qui se dégagent à des températures supérieures à celle de l'atmosphère.

fusinisation. *n.* Dans les charbons (groupe de l'inertinite), processus de transformation des produits ligno-cellulosiques par voie partiellement aérobie.

fusinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

G

gabbros. *n.* Roches plutoniques basiques sombres, composées essentiellement de plagioclase calcique, de pyroxène et/ou d'olivine. Constituent l'équivalent intrusif des basaltes.

gangue. *n.* Support d'un minéral. Généralement, il s'agit de la roche dans laquelle on a trouvé le minéral.

garrigue. *n.* Formation végétale des régions méditerranéennes constituée de buissons établis sur sol calcaire ou marneux, plus ou moins disséminés et comprenant des romarins, des cistes, des chênes-kermès, etc.

gas-cap. *n.* Gaz libre, ou partiellement dissous, dans le pétrole qui se trouve à la partie supérieure d'un gisement, juste sous la couverture. Son expansion contribue à la remontée du pétrole dans le puits en cours de production.

gassi. *n.* En pays aride, couloir entre les dunes dans lequel s'engouffre le vent.

gaz naturel. Mélange d'hydrocarbures gazeux provenant d'un gisement naturel.

gazoduc. *n.* Conduite destinée au transport d'un gaz.

gélifraction ou **gélivation.** *n.* Processus de désagrégation mécanique des roches; lié au gel.

gélinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

gélocollinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

gemme. *n.* Minéral particulièrement pur, considéré comme pierre précieuse ou semi-précieuse et utilisé en joaillerie.

géochimie. *n.* Science qui étudie la composition chimique du globe et les réactions chimiques intervenant lors des processus géologiques.

géochimique. *adj.* **(cycle).** Ensemble de phénomènes traduisant la redistribution continuelle des éléments d'une roche à l'autre et d'un minéral à l'autre.

géochronologie. *n.* Technique permettant de déterminer l'âge absolu, en milliers ou en millions d'années, des roches ou des minéraux en mesurant la quantité d'un isotope radio-actif et celle de l'atome stable dont il dérive.

géode. *n.* Masse pierreuse à l'intérieur de laquelle se trouve une cavité sphérique, ou ovoïde, tapissée de cristaux.

géodynamique externe. Science qui étudie l'altération, la désagrégation, l'érosion, le transport et la sédimentation des roches.

géodynamique interne. Science qui étudie les volcans, les tremblements de terre, la formation et la déformation des roches sous l'effet des forces internes.

géologie historique. Partie de la géologie qui étudie la succession des événements géologiques au cours des temps.

géologie stratigraphique. Branche de la géologie étudiant les matériaux déposés en couches (strates).

géomorphologie. *n.* Science qui a pour objet la description et l'explication des paysages ; elle essaie aussi de prévoir de quelle manière ces paysages évolueront.

géophysique. *n.* Science relative à la constitution physique du globe et aux mécanismes des processus géologiques.

géosynclinal. *n.* Vaste dépression allongée de la croûte terrestre, caractérisée par une grande épaisseur des sédiments. Un *eugéosynclinal* est un géosynclinal de mer profonde ; un *miogéosynclinal* est un géosynclinal moins important, sans trace de volcanisme.

géothermique. *adj.* 1° **(degré, gradient).** Différence de température par unité de profondeur ou de pression, à l'intérieur de la croûte terrestre. Sa valeur moyenne est de 3 °C tous les 100 m. 2° **(énergie).** Énergie provenant de la chaleur interne de la Terre.

ghourd. *n.* Pyramide formée par la coalescence d'une dune secondaire avec la dune principale.

gisement. *n.* Lieu de l'écorce terrestre où l'on trouve un minéral ou une association minérale particuliers.

gîte. *n.* Minéral ou association minérale considérés dans leur gisement.

glaciation. *n.* Phénomène qui s'est reproduit plusieurs fois dans la suite des temps géologiques, particulièrement au cours du Quaternaire : à la suite d'un refroidissement climatique, des glaciers importants ont recouvert certaines régions du globe.

glacier de piémont. Glacier formé par la réunion de plusieurs glaciers débouchant dans une plaine où ils présentent une surface presque horizontale.

glacis. *n.* Grandes surfaces inclinées ; ce relief se rencontre en pays tropical.

glaucophanites. *n.* Amphibolites où l'amphibole est représentée par la variété glaucophane.

gley. *n.* Horizon d'un sol dans lequel la présence permanente de l'eau amène une concentration d'argile et de fer à l'état réduit.

gneiss. *n.* Roches métamorphiques caractérisées essentiellement par l'empilement de lits sombres, composés de minéraux ferromagnésiens, et de lits blancs, riches en quartz et en feldspaths.

gneiss œillés. Gneiss où les agrégats ou des cristaux isolés de feldspath, et parfois de quartz, prennent des formes lenticulaires, se détachant de la masse plus fine, d'où le nom de la roche.

gneiss rubannés. Migmatites où le terme métamorphique, de composition semblable à celle des gneiss communs, alterne avec des lits granitoïdes.

gondwana. *n.* Vaste complexe primaire de terres émergées dans l'hémisphère sud, comprenant l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Inde, l'Australie et l'Antarctique.

gore. *n.* Voir *tonstein*.

goze. *n.* En pays aride, accumulation de sable, dans une région occupée par la végétation.

graben ou **fossé d'effondrement.** Compartiment affaissé, encadré par des failles. S'oppose à *horst*.

graded bedding. *n.* Voir *grano-classement*.

gradient hydraulique. Différence de charge hydraulique entre deux points d'un aquifère, selon la direction générale d'écoulement.

gradin de plage. Voir *berm*.

granites. *n.* Roches ignées acides, essentiellement constituées de quartz, feldspath et mica.

grano-classement ou **graded bedding.** *n.* A l'intérieur d'un sédiment détritique, classement des grains selon une taille décroissant du bas vers la haut.

granodiorites. *n.* Roches grenues intrusives, ressemblant beaucoup aux granites dont elles sont difficiles à différencier microscopiquement. Contiennent environ 20 % de quartz et leur feldspath dominant est de type oligoclase-andésine.

granulites. *n.* Variétés de gneiss à grain moyen, pauvres en micas ; on y trouve du grenat et parfois du pyroxène.

granulométrie. *n.* Classement des sédiments pulvérulents selon la proportion des grains de différentes dimensions.

graphite. *n.* Variété de carbone cristallisé.

grauwackes. *n.* Roches de couleur foncée, du type des flyschs, présentant des débris de roches ignées et des minéraux englobés dans une matrice détritique.

gravimétrie. *n.* Méthode d'exploration géophysique qui revient à mesurer l'intensité de la pesanteur en divers points du terrain. Les résultats sont exploités pour mettre en évidence des anomalies permettant d'interpréter les structures du sous-sol.

gravitation. *n.* Force en vertu de laquelle tous les corps matériels s'attirent mutuellement en raison directe de leur masse et en raison inverse du carré de leur distance.

greisens. *n.* Roches métamorphiques provenant de la transformation métasomatique de roches du type granite, ou plus rarement du type gneiss. Ce sont des roches à grain moyen où le quartz, associé à la muscovite, peut constituer de 50 à 90 % de l'ensemble.

grès. *n.* Roches sédimentaires formées de grains de sable assemblés par un ciment.

grès bigarrés. Grès du Trias diversement colorés.

groupe stratigraphique. Subdivision chronostratigraphique correspondant à une ère. Peut parfois désigner également une plus petite division stratigraphique.

groupes spatiaux ou **groupes de recouvrement.** En minéralogie, il existe 230 groupes de symétrie si l'on considère les éléments de symétrie avec translation (plan avec glissement et axes hélicoïdaux).

gypse. *n.* Sulfate de calcium hydraté ; on en tire le plâtre.

H

hadal. *adj.* **(étage).** Zone océanique la plus profonde (plus de 9 000 m).

halde. *n.* Lieu situé près de la mine où l'on accumule la partie stérile (gangue) du minerai après extraction.

halite. *n.* Voir *sel gemme*.

halogénures. *n.* En minéralogie, classe qui regroupe des minéraux de composition chimique simple contenant un corps halogène (chlore, fluor). Ces minéraux sont souvent désignés sous le nom de sels.

halokinèse. *n.* Tectonique salifère.

halophile. *adj.* Qui vit en milieu salé. *Ex.* Plantes des déserts salés et des plages.

hamada. *n.* Plateau en paysage désertique. *Ex.* Sahara.

hard-ground. *n.* Surface durcie engendrée par un arrêt de la sédimentation sur le fond marin.

hawaiien. *adj.* Désigne un type de volcan en forme de bouclier de grande dimension et dont les éruptions latérales sont dues à des fractures rayonnantes.

hétéropique. *adj.* Qualifie des dépôts qui, bien que contemporains, montrent des faciès différents.

hochmoor ou **highmoor.** *n.* Tourbière de plateau ou de montagne.

holoplancton. *n.* Plancton constitué d'organismes qui sont planctoniques durant toute leur vie.

horizon. *n.* En pédologie, chacune des couches horizontales successives et différenciées dont l'ensemble forme le sol. Selon le degré d'évolution du sol, celui-ci se subdivise de haut en bas en horizons A, B, C... que l'on précise éventuellement en utilisant des symboles descriptifs. *Ex.* Horizon A_{00} : horizon de surface formé de débris végétaux facilement identifiables.

horizon éluvial ou **horizon lessivé.** Horizon supérieur, appauvri en éléments fins entraînés par les eaux d'infiltration (éluviation).

horizon hydromorphe. Horizon qui contient de l'eau.

horizon illuvial ou **horizon d'accumulation.** Horizon inférieur, enrichi en éléments venant de la surface.

horizon perturbé. Horizon remanié dans sa masse par des mouvements divers.

hornblendites. *n.* Roches presque uniquement formées de gros cristaux de hornblende, dans des conditions de type pegmatitique.

horst. *n.* Compartiment surélevé, encadré par des failles. S'oppose à *graben*.

houiller. *n.* Ensemble des dépôts d'origines palustre, lacustre et lagunaire du Carbonifère moyen et supérieur.

houilles. *n.* Une des catégories de charbons. Correspondent, si l'on exclut la tourbe, au deuxième stade de l'évolution des charbons, au cours d'une phase géochimique, en fonction de la température et du temps.

howardite. *n.* Achondrite (météorite pierreuse) riche en calcium, composée en grande partie de plagioclase calcique, et formée d'une brèche polymicte (fragments hétérogènes).

huile juvénile. Premiers termes libérés lors de la formation du pétrole, de densité élevée (0,88 à 1,00).

huile mature. Pétrole ayant atteint son plein développement.

huile paraffinique. Huile hautement raffinée, incolore et inodore (utilisée en pharmacie et dans la fabrication de produits cosmétiques).

huminite-vitrinite (groupe de l'). Un des trois grands groupes des macéraux des lignites et des houilles. Rassemble des produits ligno-cellulosiques gélifiés (tissus et gels).

humocollinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

humodétrinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

humotélinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

humus. *n.* Couche superficielle du sol résultant de l'interaction entre les éléments de la roche sous-jacente, les éléments morts d'origine biologique qui la recouvrent, et les êtres vivants qui y prospèrent.

hyaloclastites. *n.* Produits volcaniques vitreux et cassants provenant du brusque refroidissement d'une lave s'épanchant dans un milieu aqueux.

hydrocarbures. *n.* Composés chimiques dont les éléments constitutifs sont exclusivement l'hydrogène et le carbone. Ils sont gazeux, liquides ou solides à température ordinaire suivant la grosseur de leurs molécules.

hydrodynamique souterraine. Partie de l'hydrogéologie et de l'hydraulique relative à l'écoulement des eaux souterraines, aux lois qui le régissent et à leurs applications.

hydrogéologie. *n.* Partie de la géologie dynamique qui traite de la recherche et du captage de l'eau.

hydrologie. *n.* Science des eaux, de leurs caractéristiques et de leurs propriétés.

hydrologiste ou **hydrologue.** *n.* Géophysicien spécialiste de l'hydrologie.

hydromorphie. *n.* Ensemble des modifications du sol dues à l'eau.

hydrosphère. *n.* Désigne l'ensemble des eaux à la surface du globe.

hydrothermal. *adj.* Qui résulte d'émanations magmatiques riches en eau chaude (ou en vapeur).

hydroxylés. *adj.* **(minéraux).** Minéraux à radical — OH.

hypolimnion. *n.* Zone profonde d'un lac ou d'un étang dont la température reste très faible et constante.

hypomagma. *n.* Magma sous-saturé en gaz et soumis à de très fortes pressions.

I

ichnologie. *n.* Étude des traces résultant du déplacement des organismes.

ichor. *n.* Terme créé par Sederholm pour désigner une solution métasomatisante de silice, d'alumine et de minéraux alcalins dans de la vapeur d'eau à température très élevée. Ce fluide provoquerait la formation des migmatites.

idioblaste. *adj.* Se dit d'un minéral qui, dans une roche métamorphique, possède ses propres facettes.

idiomorphe. *adj.* Syn. d'*automorphe*.

ignées. *adj.* **(roches).** Roches formées par la solidification d'un magma.

ignimbrites. *n.* Roches volcaniques formées directement à partir d'une nuée ardente.

ijolites. *n.* Roches ultrabasiques à feldspathoïdes; la néphéline forme près de la moitié de la roche, le reste étant constitué de pyroxène et de zéolite.

inclusion. *n.* Substance englobée dans un minéral lors de sa cristallisation, et qui peut être solide, liquide ou gazeuse.

incompétentes. *adj.* **(roches).** Roches plastiques capables de se plissoter et de s'étirer facilement. *Ex.* marnes, etc.

indice d'arrondi. Indice caractérisant la surface ou le contour des fragments détritiques d'une roche. Il est défini comme le rapport entre le rayon moyen de cercles inscrits dans les irrégularités du contour du grain et le rayon du plus grand cercle inscrit dans le même contour.

indice de coloration (I.C.). Dans une roche ignée, quantité de minéraux fémiques (sombres) exprimée en pourcentage par volume.

indice d'octane. Indice permettant de chiffrer le pouvoir antidétonant d'un carburant, par comparaison avec celui d'un carburant étalon.

indice de réfraction. Exprime l'inverse de la vitesse de propagation de la lumière dans le milieu considéré. Cette vitesse est exprimée en fonction de la vitesse de la lumière dans l'air prise comme unité.

indice de sphéricité. Indice indiquant la forme générale des fragments détritiques d'une roche. Il est défini par la racine cubique du rapport entre le volume du fragment et le volume de la sphère circonscrite.

indice des vides. Rapport, exprimé en pourcentage, du volume des vides d'une roche au volume de la phase solide de cette dernière.

inertinite (groupe de l'). Un des trois grands groupes des macéraux des lignites et des houilles, dérivant de produits ligno-cellulosiques par voie au moins partiellement aérobie (fusinisation).

inerto-détrinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

influence. *n.* En hydrogéologie, effet d'un puits sur l'aquifère.

infralittoral. *adj.* **(étage).** Zone marine peu profonde mais toujours immergée, juste en dessous du niveau des basses mers.

infrarouge. *n.* Radiation électromagnétique dont les longueurs d'onde sont situées entre 25 microns et la limite inférieure du spectre visible (rouge).

infrastructure. *n.* Domaine profond où les roches se déforment de manière plastique.

insaturation. *n.* Processus affectant les hydrocarbures lorsque les chaînes carbonées possèdent des doubles ou triples liaisons.

inselberg. *n.* Relief isolé dominant de vastes plaines d'érosion; se rencontre en pays tropical.

intercotidale ou **intertidale.** *adj.* **(zone).** Partie supérieure de la zone littorale, soumise au balancement des marées.

interfluve. *n.* Partie haute de l'espace compris entre deux vallées.

interglaciaire. *adj.* Qualifie la période comprise entre deux glaciations.

interstratifiés. *adj.* **(minéraux).** Minéraux argileux constitués par l'alternance plus ou moins ordonnée de feuillets élémentaires de composition différente. *Ex.* Chlorite-illite, illite-montmorillonite.

intertidale. *adj.* Voir *intercotidale*.

intratellurique. *adj.* A l'intérieur de la Terre.

intrusion. *n.* Déplacement et injection d'un matériel dans des roches préexistantes. *Ex.* Formation de diapirs; mouvement ascendant du magma.

intrusives. *adj.* **(roches).** Roches ignées résultant d'une intrusion.

ion. *n.* Atome ou groupe d'atomes chargé électriquement.

ionisation. *n.* Production d'ions dans un gaz ou dans un électrolyte.

islandais. *adj.* Qualifie un type de volcan en bouclier de petite taille.

iso-alcanes. *n.* Hydrocarbures de la série des alcanes à chaînes plus ou moins ramifiées.

isoélectrique *adj.* **(point** ou **pH).** pH auquel un acide aminé, une protéine, ou en général une substance amphotère ne sont pas chargés, et ne migrent donc pas dans un champ électrique. La dissociation des fonctions acides et basiques se compense à ce point. Il s'abrège pH_i.

isohypse. *adj.* D'égale altitude.

isolement. *n.* Qu'il soit géographique, éthologique, mécanique ou génétique, facteur indispensable à la genèse d'une espèce, selon les théories évolutionnistes.

isomérie ou **isomorphisme.** *n.* Se dit de cristaux dont les formules chimiques sont similaires et les structures cristallines voisines.

isopaques. *adj.* **(courbes).** Courbes d'égale épaisseur des formations géologiques.

isopiques. *adj.* Qualifie des dépôts contemporains qui possèdent exactement les mêmes caractéristiques sédimentologiques et faunistiques.

isoprénoïdes. *n.* Groupe d'hydrocarbures faisant partie des iso-alcanes à chaînes plus ou moins ramifiées et portant un groupement méthyle ($— CH_3$) sur chaque 4[e] atome de carbone.

isostasie. *n.* État d'équilibre gravitationnel approximatif des masses rocheuses à l'intérieur de l'écorce terrestre.

isotope. *n.* Élément dont le noyau atomique possède un nombre de protons (Z) différent du nombre de neutrons (N). *Ex.* Le C_{14} est un isotope du C_{12}. Ainsi deux éléments sont dits isotopes s'ils ont les mêmes propriétés chimiques et ne diffèrent que par leur masse atomique. On distingue les isotopes stables des isotopes radio-actifs.

isotrope. *n.* Dont les propriétés sont indépendantes de la direction selon laquelle on les considère.

J - K

joints stylolithiques. Fractures, obliques sur la stratification, dont les deux lèvres s'interpénètrent par suite d'une dissolution sous l'action d'une pression orientée. Ce sont des surfaces irrégulières, accidentées de petits pics.

kamacite. *n.* Forme minéralogique de l'alliage fer-nickel, avec une composition de 6 % de nickel, de structure cubique à faces centrées.

kaolinisation. *n.* Décomposition des feldspaths d'une roche en kaolin.

karstification. *n.* Formation de chenaux et cavités souterraines, nommés *karsts*, par dissolution des carbonates et action mécanique de l'eau.

karstique. *adj.* Qualifie un relief particulier créé par l'érosion en pays calcaire.

kaustobiolithe. *n.* Désigne l'ensemble des roches combustibles fossiles (pétrole, charbon, schistes bitumineux).

kentallénites. *n.* Roches ignées à grain grossier, proches de la monzonite, mais où abondent les minéraux ferromagnésiens (olivine, augite, biotite).

kératophyres. *n.* Roches effusives acides, essentiellement constituées de feldspath sodique et de quartz en teneur variable.

kérogène. *n.* Nom que l'on donne parfois à la matière asphaltique, qui, dans la nature, se transformerait en pétrole.

kérosène. *n.* Distillat raffiné ayant une volatilité intermédiaire entre celles de l'essence et du gas-oil (150-300 °C). Syn. de *pétrole lampant* (utilisé pour l'éclairage).

kersantites. *n.* Lamprophyres caractérisées par la présence de biotite en phénocristaux et de plagioclases dans la mésostase.

kimberlites. *n.* Péridotites (roches ultrabasiques) micacées qui se présentent sous forme d'intrusions cylindriques ou *pipes*.

kink-bands. Plis dont le rayon de courbure est très faible, et dont les flancs sont plans.

kinzigites. *n.* Paragneiss à grenat, biotite et sillimanite.

klippe ou **lambeau de recouvrement.** Partie de la nappe de charriage complètement isolée de celle-ci par l'érosion.

kuckersite. *n.* Charbon d'Algues, pur et peu évolué, que l'on trouve notamment en Estonie (U.R.S.S.).

L

labradorites. *n.* Basaltes dans lesquels il y a du labrador, qui leur donne une couleur claire.

lacune stratigraphique. Absence en un lieu des dépôts d'une certaine époque. Les sédiments, à cet endroit, ont pu soit ne pas se déposer du tout, soit être enlevés par l'érosion.

lacustre. *adj.* Relatif aux lacs.

lagon. *n.* Étendue d'eau entourée par un atoll.

lagunaire. *adj.* Qui provient ou qui concerne une lagune. *Ex.* Milieu lagunaire, dépôts lagunaires.

lagune. *n.* Étendue d'eau de mer séparée de celle-ci par un cordon littoral généralement percé de passes.

lahar. *n.* Coulée de boue constituée de matériel volcanique, de cendres et d'éléments plus gros mélangés à de l'eau.

lambeau de recouvrement. Voir *klippe*.

lambeaux de poussée. Écailles provenant du substratum, et entraînées à la base d'une nappe de charriage lors de son avancée.

lame mince. Très fine section de roche (de l'ordre du dixième de millimètre) montée entre lame et lamelle de verre, en vue d'une étude au microscope. Syn. de *plaque mince*.

laminaire. *adj.* En lames parallèles. *Ex.* Érosion laminaire, structure laminaire.

lamprophyres. *n.* Roches ignées basiques, riches en cristaux porphyritiques de biotite ou d'autres minéraux ferromagnésiens.

lapidification. *n.* Désigne la transformation du sédiment après son dépôt et son passage à l'état de roche cohérente (*lapidus :* pierre).

lapiez. *n.* Fissures de forme et de dimension variées, créées par l'action dissolvante des eaux atmosphériques en pays calcaire.

lapilli. *n.* Cailloux formés par l'éclatement des roches qui remplissaient la cheminée volcanique; présentent des diamètres allant de quelques millimètres à quelques centimètres.

lapis-lazuli. *n.* Roche métamorphique constituée par métasomatisation de roches calcaires et où la lazurite, de couleur bleue, accompagne d'autres minéraux.

larvikites ou **lauvigites.** *n.* Syénites mélanocrates caractérisées par leur grain grossier et leurs feldspaths distincts qui renferment des inclusions métalliques à reflets bleutés.

latérite. *n.* Sol rougeâtre de la zone tropicale humide, résultant de la décomposition en profondeur des roches, et caractérisé par la présence d'alumine libre et d'oxydes de fer; dans les régions plus sèches, il forme une carapace épaisse et stérile.

latites. *n.* Trachytes à plagioclase acide.

laurasia ou **laurasie.** *n.* Ensemble des continents de l'hémisphère Nord, qui se trouvaient en continuité jusqu'au Mésozoïque. La Laurasia était séparée du Gondwana (continent de l'hémisphère Sud) par une mer, la Téthys.

lave. *n.* Matière fluide, visqueuse, de température supérieure à 1 000 °C, qui s'épand hors du volcan après l'explosion volcanique et coule sur les pentes où elle se solidifie en refroidissant.

laves en oreiller. Voir *pillow lavas*.

lémurie. *n.* Ancien continent indo-malgache, postulé autrefois par certains biogéographes pour expliquer la présence des Lémurs — sortes de singes primitifs — à la fois en Inde et à Madagascar.

leptynites. *n.* Gneiss à grain fin de couleur claire, très peu micacés.

lessivage. *n.* Dissolution et transport d'éléments solubles par les eaux de ruissellement.

leucocrate. *adj.* De couleur claire. Ce terme s'applique à une roche ignée riche en minéraux felsiques, clairs.

lévigélinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

lèvres de faille. Bords des deux compartiments au voisinage du plan de la faille.

liaison hydrogène. Liaison chimique, lâche, se faisant par l'intermédiaire d'un atome d'hydrogène qui, son électron étant engagé dans une liaison ordinaire de covalence, voit son proton libre manifester sa charge positive et attirer une charge négative voisine.

lignine. *n.* Substance imprégnant les parois des cellules du bois, responsable de la lignification. Polymère de composés aromatiques à fonction aldéhyde. Difficilement attaquable, elle est pourtant décomposée par certains Champignons.

lignite. *n.* Matière charbonneuse fossile, compacte, présentant des lits végétaux bien conservés.

limburgites. *n.* Roches filoniennes ultrabasiques à feldspathoïdes.

limon. *n.* Terme qui peut désigner un dépôt éolien (il est alors synonyme de *lœss*) ou une classe granulométrique dont les éléments ont de 2 μ, à 50 μ quelles qu'en soient la nature et l'origine.

linéation. *n.* Petite structure linéaire (autre que les stries de faille) qui se répète au sein des roches.

linéation d'allongement. Linéation résultant de l'étirement d'objets antétectoniques (galets, fossiles...).

linéation d'intersection. Linéation correspondant à l'intersection de deux familles de plans; *p. ex.*, de la schistosité et de la stratification.

linéation minérale. Linéation due à la croissance orientée de certains minéraux métamorphiques.

liparites. *n.* Rhyolites calco-alcalines potassiques à oligoclase, sanidine et biotite.

liptodétrinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

liquide dense. Liquide utilisé pour la détermination des densités des minéraux et dont la masse volumique élevée (de 2 à 4,10 g/cm^3) peut être ajustée.

lit ou **microcouche.** *n.* Épaisseur de sédiment qui s'est déposée pendant une oscillation des conditions du milieu.

lithification. *n.* Ensemble des processus de cimentation et de tassement qui transforment un sédiment en une roche compacte.

lithocalcarénites. *n.* Calcarénites à grain très fin, provenant de l'érosion de calcaires d'origine chimique en milieu aquatique.

lithocalcirudites. *n.* Calcirudites formées de fragments calcaires fins, noyés dans une matrice de même nature.

lithofaciès. *n.* Faciès lithologique.

lithologie. *n.* Caractère général d'une roche : composition minérale, texture, structure.

lithophile. *adj.* Se dit d'un élément qui a des affinités avec les silicates.

lithosol. *n.* Sol minéral brut massif.

lithosphère. *n.* Tranche superficielle, formée de terrains relativement rigides (silicates) comprenant l'écorce et une tranche du manteau supérieur, d'une épaisseur de 70 à 150 km.

lodranite. *n.* Sidérolithe (météorite composée de métal et de silicates) à bronzite et olivine; ce type n'est représenté que par une seule météorite, celle de Lodran, qui est tombée au Pakistan en 1868.

lœss. *n.* Dépôt pulvérulent d'origine éolienne; formé de fines particules (de 10 à 50 μ) de quartz, d'argile et de calcaire.

log. *n.* Diagramme représentant les formations géologiques traversées par un sondage en fonction de la profondeur, de différentes caractéristiques, telles que la porosité, la perméabilité, etc.

lowmoor. *n.* Voir *flachmoor*.

lumachelles. *n.* Calcaires bioclastiques, constitués par l'accumulation de coquilles de Mollusques, Brachiopodes et autres organismes de même dimension.

lumière monochromatique. Radiation électromagnétique ayant une longueur d'onde constante.

lumière naturelle. Terme couramment employé en minéralogie pour décrire une lumière non polarisée, par opposition à la lumière polarisée (très souvent utilisée).

lumière polarisée. Lumière ayant traversé certains corps ou ayant été réfléchie par un miroir (*polariseur*), et ne vibrant plus que suivant un plan dit de polarisation. Le même dispositif placé à angle droit par rapport à ce plan empêchera le passage d'une telle lumière : c'est alors un *analyseur*. Si entre les deux se trouve une substance qui dévie plus ou moins ce plan, plus ou moins de lumière franchira l'analyseur.

lopolite. *n.* Masse intrusive étendue, lenticulaire, généralement concordante avec la stratification et dont l'épaisseur est de l'ordre du dixième ou du vingtième de son diamètre.

loupe binoculaire stéréoscopique. Appareil d'observation dont l'optique, doublée, donne une image en relief de l'objet examiné.

M

maar. *n.* Petit lac remplissant le cratère d'un volcan par suite d'apports d'eaux phréatiques.

macéral. *n.* Constituant élémentaire des houilles et des lignites. Voir tableau des macéraux en fin de lexique.

macle. *n.* Groupement de deux ou plusieurs individus de même espèce dont l'orientation obéit à des lois géométriques bien déterminées.

macle en « bec d'étain ». Macle de la cassitérite (minerai d'étain). Le plan de macle est (101); l'axe de macle est normal à ce plan.

macle en « croix de fer ». Macle fréquemment rencontrée chez la pyrite. Plan de macle sur (110), axe de macle normal à ce plan.

macle en « fer de lance ». Macle fréquemment rencontrée chez le gypse. Le plan d'accolement est (101).

macle de Karlsbad. Macle caractéristique de l'orthose. Les deux individus sont maclés selon le plan (010) et s'interpénètrent partiellement.

macle selon la loi du Brésil. Macle unissant deux individus énantiomorphes, l'un de forme droite, l'autre de forme gauche.

macle selon la loi du Dauphiné. Macle unissant deux individus énantiomorphes qui ont la même forme, soit droite soit gauche.

macle selon la loi du spinelle. Macle que l'on retrouve chez les spinelles et d'autres minéraux. Plan de macle sur (111) et axe de rotation confondu avec l'axe A_3.

macle polysynthétique. Type de macle combinant plusieurs individus (feldspaths, plagioclases). Le plan de macle est (010), les cristaux subissant une rotation de 180° les uns par rapport aux autres.

macrinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

macrofissure. *n.* Fissure d'une roche, d'une largeur supérieure à 2 mm.

macroplancton. *n.* Partie du plancton constituée d'organismes visibles à l'œil nu.

mafique. *adj.* Terme mnémotechnique désignant les minéraux ferromagnésiens, sombres, d'une roche ignée ; s'oppose à *felsique*.

magma. *n.* Mélange de gaz, de liquide et de cristaux, plus ou moins visqueux et susceptible d'être déplacé. Ce mélange est généralement soumis à une température élevée : 750 et 900 °C pour un magma granitique et 1 100 et 1 250 °C pour un magma basaltique.

magmatiques. *adj.* **(roches).** Roches formées par la cristallisation d'un magma.

magmatisme. *n.* Ensemble des caractères et des propriétés physiques et chimiques des magmas.

magnétomètre. *n.* Instrument destiné à comparer les intensités des champs et des moments magnétiques.

maille élémentaire. C'est le plus petit volume que l'on peut obtenir en fractionnant un cristal sans que celui-ci perde ses propriétés (géométrique, physique, chimique...).

malléabilité. *n.* Propriété que certains minéraux ont d'être allongés, étendus, étirés, sans se rompre. *Ex.* L'or est le plus malléable des métaux.

mallee. *n.* Formation végétale australienne ressemblant à la garrigue et comprenant des eucalyptus et des acacias.

mangane. *n.* Revêtement pédologique de manganèse.

mangrove. *n.* Groupement de végétaux comprenant des arbres à racines aériennes et s'étendant, en zone tropicale, au bord de la mer ou à l'embouchure des fleuves.

manteau. *n.* Zone terrestre, située entre l'écorce et la croûte. Composée de silicates ferromagnésiens (ultrabasiques) ; séparée de la croûte par la *discontinuité de Moho*.

manteau d'altération. Voir *éluvium*.

marahuite. *n.* Nom local d'un boghead dont le nom dérive de Marahu (province de Bahia au Brésil).

marbres. *n.* Roches métamorphiques composées de grains de calcite non orientés. Elles se forment à partir d'un calcaire pur, ou impur dans le cas de marbres à minéraux (idocrase, grossulaire...).

mariupolites. *n.* Syénites à feldspathoïde, riches en sodium ; l'albite y est prédominante.

marnage. *n.* Amplitude des marées ou hauteur séparant une haute mer de la basse mer suivante.

marnes. *n.* Roches mixtes, mélange de calcaire et d'argile, cette dernière formant de 35 à 65 % du total. Suivant la proportion de calcaire et d'argile, on peut distinguer des marnes calcaires et des calcaires marneux.

maskelynite. *n.* Feldspath contenu dans une météorite qui s'est vitrifiée lors d'un choc violent.

mattoral. *n.* Formation végétale américaine ressemblant à la garrigue et contenant des essences comme le boldo et le quillay.

méandre. *n.* Sinuosité régulière décrite par un cours d'eau.

mélanocrate. *adj.* De couleur sombre. Ce terme s'applique à une roche ignée riche en minéraux mafiques, sombres.

mercaptans. *n.* Composés sulfurés organiques ayant un caractère acide et contenant le groupement fonctionnel sulfhydryle (—SH). Ce sont des liquides incolores mais à forte odeur repoussante.

méroplancton. *n.* Partie du plancton constituée d'organismes qui ne sont pas planctoniques durant toute leur vie.

mésosidérite. *n.* Sidérolithe (météorite composée de métal et de silicates) à pyroxène et plagioclase.

mésosphère. *n.* Partie inférieure et très rigide du manteau.

mésostase. *n.* Matériel interstitiel, vitreux ou microcristallin, formé en dernier lieu dans une roche ignée.

métallogénie. *n.* Science qui étudie l'origine des dépôts de minerais.

métamorphiques. *adj.* **(roches).** Roches obtenues par transformation à l'état solide de roches préexistantes dans des conditions physiques définies en dessous de la surface du sol (processus endogènes).

métamorphisme. *n.* Ensemble des phénomènes (températures et pressions) qui donnent lieu à la transformation d'une roche en une autre roche.

métamorphisme cataclastique ou **dynamique.** Métamorphisme où les structures et les textures des roches sont affectées par l'écrasement de tout ou d'une partie des minéraux qui les composent.

métamorphisme de contact. Métamorphisme produit par l'intrusion d'une roche ignée. L'apport de chaleur provoque la transformation des minéraux de la roche encaissante. C'est un métamorphisme essentiellement local.

métamorphisme polyphasé. Se dit de phénomènes métamorphiques qui se sont succédé au cours d'un même cycle orogénique.

métamorphisme régional. Métamorphisme affectant les roches de toute une région lors de leur enfouissement. Les minéraux se transforment alors sous l'effet de la *pression lithostatique* et du *gradient géothermique*.

métasomatique. *adj.* Terme utilisé dans la classification des roches éruptives du point de vue génétique. Il recouvre les roches formées par un processus où les échanges se sont faits au sein d'une matière demeurée à l'état solide.

métasomatisme. *n.* Apparition de nouveaux minéraux, par échange d'éléments chimiques, entre le magma et les roches encaissantes, ou entre les eaux météoriques et les roches qu'elles traversent.

métasomatose. *n.* Substitution d'un minéral à un autre sans changement de volume. *Ex.* Dolomitisation des calcaires.

météorite. *n.* Masse de matière d'origine spatiale tombée sur la Terre, où elle peut déterminer des cratères.

météoroïde. *n.* Corps solide extraterrestre qui pénètre dans l'atmosphère.

méthanier. *n.* Navire spécialement équipé pour le transport du méthane liquéfié, sous pression, dans des réservoirs calorifugés.

mexaédrite. *n.* 1° Sidérite renfermant 4 à 6 % de nickel. 2° Assemblage de gros cristaux de kamacite (forme minérale de l'alliage fer-nickel).

micaschistes. *n.* Roches métamorphiques composées de micas ainsi que de quartz et résultant de la transformation de roches sédimentaires argileuses.

micrinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

microclimat. *n.* Caractéristiques climatiques d'un milieu extrêmement limité : zone située sous une pierre, dans une anfractuosité de tronc d'arbre, etc. Souvent confondu avec *climat local*, qui s'applique à une zone plus vaste : espace abrité par une falaise, par un bouquet d'arbres, etc.

microcouche. *n.* Voir *lit*.

microfissure. *n.* Dans une roche, fissure d'une largeur de quelques dixièmes de mm à 2 mm. (*Ex.* Diaclases, plans de schistosité).

microgranites. *n.* Granites de mi-profondeur à grain fin.

microlite. *n.* Petit cristal noyé dans une pâte vitreuse.

micron. *n.* Ancien nom du micromètre, ou millième de millimètre. S'abrégeait μ. Le micromètre s'abrège μm.

micropaléontologie. *n.* Science qui étudie les microfossiles, notamment les Foraminifères mais également les spicules d'Éponges, les Radiolaires, les Ostracodes, les Diatomées ,etc.

microplancton. *n.* Partie du plancton constituée par des organismes microscopiques dont la taille varie de 50 μm à quelques millimètres.

micropli. *n.* Pli de taille inférieure à l'échelle du mètre.

microsonde électronique de Castaing. Appareil qui permet une analyse très ponctuelle. Un faisceau d'électrons est focalisé sur une petite surface polie (μ^2), d'où l'émission de rayons X, et la possibilité d'informations quantitatives et qualitatives sur la composition chimique de la surface.

microstylolite. *n.* Surface de dissolution irrégulière provoquée par tassement et cimentation de roches sédimentaires, notamment dans le grès quartzeux.

microtectonique. *n.* Étude des structures tectoniques d'échelle métrique.

migmatisation. *n.* Modification de la composition chimique d'une roche métamorphique avec apparition de nouveaux minéraux. Ce phénomène peut aller jusqu'à la granitisation.

migmatisé. *adj.* Transformé en migmatite, dans le domaine d'infrastructure.

migmatites. *n.* 1° Gneiss dans lesquels les lits de minéraux dessinent des sinuosités et des volutes, comme si la matière était passée par un état liquide. 2° Roches résultant du métamorphisme de roches préexistantes avec apport de matière.

migration d'hydrocarbures. Déplacement d'hydrocarbures dans les formations géologiques sous l'effet de forces naturelles telles que les différences de densité entre les roches et les fluides, la masse du terrain, la pression hydraulique.

migration du milieu. Déplacement des conditions écologiques d'une région donnée. *Ex.* Le refroidissement de la mer au Miocène a provoqué le déplacement des Strombes (Gastéropodes) vers des régions plus chaudes, au sud.

migration primaire. Migration des hydrocarbures de la roche mère à la roche réservoir.

milliéquivalent. *n.* En hydrogéologie, nombre obtenu en divisant le poids d'un élément en solution dans l'eau par son équivalent chimique.

mine. *n.* Excavation souterraine ou à ciel ouvert, d'où l'on extrait des minerais ou du charbon.

minerai. *n.* Minéral ou association minérale susceptibles d'être exploités pour l'obtention d'un ou plusieurs métaux.

minerai primaire. Premier minéral (ou association minérale) constituant un gisement avant toute altération.

minéral. *n.* Substance solide, inorganique, de composition chimique homogène et définie, qui apparaît dans la croûte terrestre.

minéral secondaire. Minéral formé à partir d'éléments chimiques provenant d'autres minéraux.

minéralisation. *n.* Transformation en substance minérale, ou imprégnation par des matières minérales. Ce terme s'applique principalement à la fossilisation, mais s'étend à la production d'agrégats et de veines de minéraux par un processus secondaire quelconque, distinct de leur production par sédimentation directe ou solidification d'un magma.

minéralogie. *n.* Science qui étudie les minéraux.

minéraux accessoires. Minéraux que l'on rencontre en faibles quantités dans une roche ou une association minérale; ils apportent de précieux renseignements sur l'origine du gisement.

minettes. *n.* Microsyénites lamprophyriques à biotite.

miogéosynclinal. *n.* Dans un géosynclinal, sillon externe bordant l'avant-pays.

miroir de faille. Partie visible du plan de faille pouvant avoir un aspect poli dû au frottement provoqué par le mouvement des deux blocs l'un contre l'autre.

missourites. *n.* Roches intrusives ultrabasiques à feldspathoïdes, aux teneurs en pseudoleucite inférieures aux teneurs en pyroxène.

moder. *n.* Humus des sols lessivés acides, formé en aérobiose.

molasse. *n.* Dépôts terrigènes, marins ou continentaux, constitués par une alternance de grès et de pélites avec de puissantes intercalations de conglomérats.

monadnock. *n.* Relief résiduel en climat tempéré.

monchiquites. *n.* Lamprophyres caractérisées par la présence d'analcime dans la mésostase.

monomicte. *n.* Structure bréchique formée de fragments de composition analogue.

monzonites. *n.* Roches intrusives formées par du plagioclase, de l'orthose et des minéraux ferromagnésiens (augite).

mor. *n.* Humus brut des forêts à sol très acide, formé en aérobiose.

moraine. *n.* Formation résultant d'une accumulation de matériaux de taille diverse, transportés et déposés par un glacier.

morphogenèse. *n.* Création et évolution des formes du relief.

moule. *n.* 1° *Moule interne.* Remplissage minéral laissé dans un sédiment par la dissolution d'une coquille et reproduisant plus ou moins fidèlement l'aspect de la face interne du squelette. 2° *Moule externe.* Empreinte laissée dans le sédiment par un fossile.

mouvement eustatique. Changement uniforme du niveau de la mer, à l'échelle du globe, provoquant selon les cas une émersion ou une submersion des marges continentales.

mugéarites. *n.* Basaltes à plagioclase acide ou neutre, oligoclase ou andésine.

mull. *n.* Humus doux des sols bien structurés et aérés, formé en aérobiose.

mylonites. *n.* Roches du métamorphisme dynamique où prédomine une masse cristalline à grain très fin, constituée par les minéraux originels de la roche très finement broyés.

N

nagelflüh. *n. (all.)* Nom donné aux galets apparaissant parfois en saillie, comme des têtes de clous, dans les molasses conglomératiques.

nakhlite. *n.* Achondrite (météorite pierreuse) riche en calcium, formée de diopside (75 %), d'olivine (15 %) et d'une petite quantité de plagioclase.

nanomètre. *n.* Unité de mesure de longueur correspondant au milliardième de mètre (= 10^{-9} m), donc au millième de micron.

nanoplancton. *n.* Plancton constitué par des organismes dont la taille est inférieure à 50 μ.

naphta. *n.* Distillat pétrolier composé en majeure partie d'hydrocarbures aliphatiques et distillant entre 93 °C et 116 °C.

naphte. *n.* Nom parfois encore donné, mais improprement, au pétrole brut.

naphtènes ou **cyclanes** ou **cyclo-alcanes.** *n.* Hydrocarbures de la série des alcanes, formés de cycles comportant théoriquement de 3 à 8 atomes de carbone (*ex.* cyclopentane-cyclohexane).

natif. *adj.* **(élément).** Non combiné. *Ex.* Parmi les métaux natifs : l'or, le cuivre, le fer.

nebkhas. *n.* Petites dunes littorales, liées à une alimentation abondante en sable et à un vent de force moyenne.

nébuleuse primitive. Amas de matières cosmiques à partir duquel se seraient formées les planètes.

nébulites. *n.* Roches métamorphiques du groupe des migmatites, où les niveaux de gneiss rubannés ou les blocs d'agmatites se distinguent mal de la masse granitoïde prédominante.

necton. *n.* Ensemble des organismes de taille moyenne ou grande vivant au sein de l'eau, comme les Poissons.

néoformation. *n.* Formation nouvelle, secondaire. *Ex.* Minéral de néoformation, formé ultérieurement par métasomatose ou métamorphisme.

néolithique. *adj.* Caractérise la période préhistorique la plus récente de l'« Age de la pierre ».

néosoma. *n.* Partie granitoïde d'une migmatite.

néotectonique. *n.* Étude des déformations actuelles des corps géologiques.

néritique. *adj.* 1° **(zone).** Zone marine qui s'étend depuis le niveau de basse mer jusqu'à une profondeur d'environ 200 m; la zone néritique correspond approximativement au plateau continental. 2° **(dépôt).** Qualifie les sédiments déposés sur la plate-forme continentale, souvent composés de coquilles de Mollusques, entières ou fragmentées.

Neumann (lignes en bandes de). Structure lamellaire qui apparaît dans les météorites métalliques et qui a pour origine une déformation mécanique intense.

neutrons. *n.* Particules pesantes mais non chargées, présentes dans le noyau des atomes en nombre défini. Deux atomes ne différant que par le nombre de leurs neutrons sont dits *isotopes* d'un même élément.

n'hangellite. *n.* Charbon sapropélique (variété de la coorongite) qui se dépose au bord du lac N'Hangella (Afrique de l'Est).

niveau piézométrique. Altitude du niveau d'eau rencontré lors du forage d'un aquifère.

niveau structural. Portion de l'écorce terrestre où les roches montrent un type déterminé de déformation (fonction de la contrainte, température et lithologie) :
— niveau structural supérieur : domaine des cisaillements.
— niveau structural moyen : domaine de la flexion.
— niveau structural inférieur : domaine de l'aplatissement.

nodosité. *n.* 1° Renflement déterminé dans la racine de diverses plantes, en particulier les Légumineuses, par la présence de Bactéries symbiotiques. C'est au niveau des nodosités qu'est fixé l'azote atmosphérique. 2° En général, tout renflement d'une structure quelconque.

nodulaire. *adj.* Qualifie une concrétion de forme nettement arrondie.

nodule. *n.* Petite masse formée par concrétion dans un lit sédimentaire ou dans une autre formation pétrographique.

norites. *n.* Variété de gabbros dans laquelle le pyroxène est orthorhombique.

norme. *n.* ou **composition normative.** Expression de la composition chimique d'une roche ignée en terme de « minéraux normatifs », qui peuvent ou non exister réellement dans la croûte terrestre.

notation de Miller. C'est une représentation par 3 nombres (ou indices) *h, k* et *l,* caractérisant l'orientation, et non la position, des familles de plans parallèles. *Ex.* Une famille de plan indexée (205) se lit deux, zéro, cinq, et non deux cent cinq.

nouveaux grès rouges. Formation détritique du Permien.

nuée ardente. Suspension dans l'air de particules incandescentes et partiellement fondues se déplaçant à grande vitesse, sous forme d'une masse gazeuse, près du sol. Une nuée se produit lors de l'éruption d'un volcan à lave acide. *Ex.* La montagne Pelée à la Martinique, à propos de laquelle on a utilisé pour la première fois ce terme en 1902.

O

obsidiennes. *n.* Roches effusives partiellement ou totalement vitreuses, de couleur noire ou brune. Elles ont généralement une composition chimique analogue à celle des granites et des porphyres quartzifères.

octaèdre. *n.* Forme simple appartenant au système cubique et composée de 8 triangles équilatéraux.

octaédrite. *n.* Sidérite (météorite métallique) renfermant de 6 à 14 % de nickel; les octaédrites présentent une structure lamellaire caractéristique (figures de Widmanstätten).

off-shore. *n.* Plage sous-marine toujours immergée.

oléfines. *n.* Série d'hydrocarbures non saturés.

olénikite. *n.* Nom local d'un boghead, nommé d'après la rivière Léna (U.R.S.S.).

oléoduc. *n.* Conduit destiné au transport du pétrole brut ou d'un produit pétrolier liquide.

olistolithes. *n.* Paquets de roches isolés pouvant être de matériel et d'âge différents des séries sédimentaires tranquilles dans lesquelles ils sont intercalés.

oolithe. *n.* Petit grain sphérique formé de couches concentriques successives, entrant, en totalité ou en partie, dans la composition d'une roche calcaire, parfois ferrugineuse.

opaque. *adj.* En minéralogie descriptive, on considère comme opaque un minéral qui ne laisse pas passer les rayonnements électromagnétiques situés dans le domaine de la lumière visible.

ophiolites. *n.* Roches ignées basiques ou ultrabasiques, de couleur verte, comprenant des roches de texture grenue et microlithique.

ophitique. *adj.* Voir *structure ophitique.*

organogène. *adj.* D'origine organique. S'applique en particulier à une roche sédimentaire essentiellement constituée de débris solides d'organismes,

accumulés dans le milieu même où vivaient ces organismes.

orogenèse. *n.* Ensemble des différentes phases qui contribuent à la formation d'une chaîne de montagnes.

orthogneiss. *n.* Gneiss provenant du métamorphisme de roches ignées tels les granites, rhyolites...

orthoschistes. *n.* Schistes provenant du métamorphisme d'une roche ignée.

orthotype. *n.* Unité dans la hiérarchie de la classification des sols.

oued. *n.* En région aride, cours d'eau temporaire, le plus souvent desséché, mais pouvant rouler de grandes quantités d'eau et de boue lors d'une crue violente.

oxydo-réduction. *n.* Processus chimique au cours duquel un corps est *réduit* par fixation d'électrons, arrachage d'oxygène ou fixation d'hydrogène, tandis qu'un autre est *oxydé* par arrachage d'électrons ou d'hydrogène ou fixation d'oxygène.

P - Q

pain de sucre. Piton de granite, à versants convexes très raides; ce relief particulier est dû à des processus d'érosion en pays tropical.

paléobotanique. *n.* Étude des plantes fossiles.

paléoécologie. *n.* Étude des relations ayant existé dans le passé entre les êtres vivants et leur milieu.

paléogéographie. *n.* Science qui étudie la répartition géographique des faunes et des flores fossiles et, en conséquence, l'extension des anciennes mers.

paléolithique. *n.* Caractérise la première période de l'ère quaternaire, durant laquelle s'élaborèrent les premières civilisations humaines utilisant des outils de pierre taillée.

paléomagnétisme. *n.* Magnétisme d'une roche, acquis sous l'action du champ magnétique terrestre dans un âge géologique plus ancien.

paléontologie. *n.* Science des êtres vivants, ayant existé dans le passé, fondée sur l'étude des fossiles.

paléosol. *n.* ou **sol fossile.** Sol fossilisé par les sédiments lacustres, marins ou continentaux qui le recouvrent.

paléosoma. *n.* Terme métamorphique d'une migmatite en voie d'assimilation par le terme granitoïde.

paléoxylologie. *n.* Science faisant partie de la paléobotanique et qui étudie l'appareil conducteur des plantes vasculaires disparues, notamment les bois fossiles.

paléozoologie. *n.* Étude des animaux ayant vécu dans le passé.

paléthnologie. *n.* Terme parfois utilisé comme synonyme de Préhistoire mais controversé par certains auteurs.

palingénétiques. *adj.* **(caractères).** Caractères ancestraux que l'on rencontre tout au long d'une lignée évolutive.

pallasite. *n.* Sidérolithe (météorite composée de métal et de silicates) dont le silicate est de l'olivine.

palustre. *adj.* Qui se rapporte aux marais. *Ex.* Terrains, milieux palustres.

palynologie. *n.* Science qui étudie les pollens et les spores conservés dans les couches géologiques.

pangaea ou **pangée.** *n.* Continent primitif unique, dont la fragmentation en deux parties a donné la Laurasia, continent de l'hémisphère Nord, et le Gondwana, continent de l'hémisphère Sud.

panspermie. *n.* Théorie ancienne selon laquelle la vie est partout présente dans l'univers, sous forme de germes capables de se multiplier lorsque les conditions deviennent favorables.

pantallérites. *n.* Rhyolites hyperalcalines contenant des cristaux d'anorthose, de pyroxène et d'amphibole sodique, avec peu de quartz.

paraffines. *n.* Série d'hydrocarbures, de formule générale C_2H_{2n+2}.

paragenèse. *n.* Association de minéraux caractérisant le milieu chimique et les conditions physiques d'un gisement à un moment donné.

paragneiss. *n.* Gneiss provenant du métamorphisme d'une roche sédimentaire (grès feldspathique, pélite, grauwacke).

paralique. *adj.* Voir *bassin parallique.*

paramètre cristallin. Distance constante séparant deux points homologues du réseau cristallin; on a ainsi un des vecteurs définissant la *maille élémentaire.*

paramos. *n.* Prairies d'altitude, humides et froides, d'Afrique orientale, d'Australie...

paraschistes. *n.* Schistes provenant du métamorphisme d'une roche sédimentaire.

paroxysmale. *adj.* Caractérise la phase de plus haut degré d'intensité.

pédiment. *n.* Glacis rocheux recouvert d'une mince couche d'alluvions.

pédion. *n.* En minéralogie, forme composée d'une seule face, aucun élément de symétrie ne permettant de la répéter.

pédiplaine. *n.* Plaine de grande étendue et dont la pente est presque nulle quelle que soit la direction.

pédogenèse. *n.* Formation et évolution des sols en place.

pédologie. *n.* Science qui étudie les sols.

pegmatites. *n.* Roches ignées, quartzo-feldspathiques, à grain grossier.

pélagique. *adj.* Relatif à la haute mer.

pélagos. *n.* Ensemble des organismes marins vivant en pleine eau et constitué par le *plancton,* qui se laisse entraîner par les courants, et le *necton* qui possède sa motilité propre.

pélites. *n.* Roches argileuses très fines.

pendage. *n.* Angle que fait la ligne de plus grande pente d'une couche avec l'horizontale.

pénéplaine. *n.* Région aplanie par l'érosion; le relief a été réduit à une surface sans grandes dénivellations.

pénéplanation. *n.* Obtention d'une surface plane par érosion du relief.

pépite. *n.* Minéral sans forme particulière et que l'on trouve sans gangue.

percolation. *n.* Traversée du sol, de haut en bas, par les eaux de pluie et les substances qu'elles entraînent.

péridotites. *n.* Roches intrusives constituées essentiellement par de l'olivine.

période. *n.* 1° Division d'une ère correspondant à un système stratigraphique. 2° Temps au bout duquel la masse d'un corps radio-actif a diminué de moitié.

permafrost. *n.* Dans les régions froides du globe, sol gelé en permanence.

perméabilité. *n.* Aptitude d'une roche à laisser circuler les fluides.

perméabilité (coefficient de). Coefficient caractéristique d'un milieu poreux, défini comme le volume d'eau gravitaire traversant, par unité de temps, l'unité de section orthogonale à la direction de l'écoulement.

perméabilité intrinsèque. Pour une roche réservoir, c'est une constante indépendante des caractéristiques du fluide et liée à la forme des grains, au diamètre efficace, à la surface spécifique et à la porosité efficace.

perthites. *n.* Intercroissances de feldspath potassique et sodique : feldspath potassique avec des ségrégations d'albite.

pétrochimie. *n.* Chimie des dérivés du pétrole.

pétrogenèse. *n.* Origine et mode de formation des roches; ce terme est utilisé presque exclusivement dans le cas des roches ignées.

pétrographie. *n.* Étude uniquement descriptive des roches. Voir *pétrologie.*

pétrole. *n.* Liquide huileux inflammable (dont la couleur varie du jaune clair au noir), qui se compose d'hydrocarbures très divers et que l'on trouve dans les couches sédimentaires de l'écorce terrestre.

pétroligène. *adj.* Susceptible de favoriser la formation de pétrole.

pétrologie. *n.* Science qui étudie les roches d'un point de vue descriptif (composition et texture minérales) et dynamique (origine, mode de formation). Ce terme est utilisé surtout pour les roches ignées.

pH. Indice exprimant la concentration de l'ion hydrogène dans une solution à l'aide d'une échelle logarithmique. La solution est neutre à pH 7, acide en dessous, et basique de pH 7 à pH 14.

phase tectonique. Ensemble des mouvements ayant donné lieu à des structures de nature et de directions différentes des structures antérieures.

phénocristal. *n.* Grand cristal formé avant l'éruption d'une lave à la surface. Dans la roche, les phénocristaux se distinguent bien du matériel interstitiel vitreux et microcristallin.

phlobaphinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

phonolites. *n.* Trachytes très riches en éléments alcalins; équivalents effusifs des syénites néphéliniques. Elles ont la propriété d'être sonores quand on les frappe, d'où leur nom.

phosphorescence. *n.* Phénomène de fluorescence qui persiste plus ou moins longtemps après que l'action physique qui en est la cause ait cessé.

phosphorite. *n.* Phosphate de calcium.

photosynthèse. *n.* Processus par lequel les végétaux chlorophylliens fixent le carbone du CO^2 de l'air à l'aide de l'énergie lumineuse.

phréatique. *adj.* **(eau).** Eau souterraine qui alimente les sources.

phtanites. *n.* Radiolarites ayant subi un métamorphisme léger, et dont la schistosité est fruste.

phyllades. *n.* Roches métamorphiques, ressemblant aux argiloschistes mais à grain moins fin, et auxquelles les paillettes de séricite et de chlorite donnent un aspect huileux.

phyllites. *n.* Roches compactes, schisteuses et lustrées (aux minéraux moins bien définis que dans un micaschiste), le minéral caractéristique qui contrôle la foliation étant la séricite (mica).

phylliteux. *adj.* Caractérise la structure en couche de certains silicates. *Ex.* Argiles, mica...

physiographie. *n.* Étude du relief du sol, incluse dans la géographie physique.

phytophage. *adj.* Qualifie un organisme se nourrissant de végétaux.

phytoplancton. *n.* Plancton comportant des végétaux microscopiques.

picrites. *n.* Roches assez semblables aux péridotites

mais renfermant, en plus de l'olivine, un pyroxène calcique en faible teneur.

piège. *n.* Volume rocheux fermé dans le haut par une quelconque barrière de perméabilité pouvant donner naissance à un gisement d'hydrocarbures. *Ex.* Pièges stratigraphiques, structuraux, etc.

piézoélectrique. *adj.* Caractérise le phénomène électrique déclenché dans certains cristaux lorsqu'ils sont soumis à des contraintes.

piézomètre. *n.* 1° Instrument pour mesurer la compressibilité des liquides. 2° En hydrologie, niveau d'eau dans un ouvrage d'observation.

pila. *n.* Colonie d'Algues, de la famille des Botryococcacées, qui entrent dans la composition de certains charbons permiens (Autun).

pillow lavas, *angl.* ou **laves en oreiller.** Amas de laves épanchées sous la mer, de forme arrondie. Chaque « oreiller » se caractérise par une structure interne rayonnante et une enveloppe externe vitreuse.

pinacoïde. *n.* Forme composée par 2 plans parallèles. Une face répétée par un centre de symétrie ou un axe d'ordre 2 donne une nouvelle face parallèle à la première.

pingo. *n.* Butte circulaire, d'échelle métrique, contenant une grosse lentille de glace due à une circulation d'eau entre un permafrost et le sol superficiel gelé.

pipe. *n.* Cheminée cylindrique, verticale, faite de péridotite micacée ou kimberlite; les diamants peuvent se trouver en inclusion dans de telles cheminées. Ces cheminées sont généralement localisées au niveau des zones cratoniques telle l'Afrique.

pipe-line. *n.* Désigne l'ensemble des lignes de conduits dans lesquels sont acheminés le pétrole brut ou un produit pétrolier liquide.

pipkrake. *n.* Amas fibreux formé par la glace sous les petites pierres du sol, en climat froid.

pisolit(h)e. *n.* Granule de la taille d'un pois, constitué par des couches concentriques de calcaire inorganique.

pit crater. Voir *puy*.

placer. *n.* Gîte sédimentaire détritique, le plus souvent alluvial.

plan axial. (d'un pli). Plan passant par les points de courbure maximale des différentes couches affectées par le pli.

plan de Bénioff. Zone de friction le long de laquelle a lieu la subduction.

plan de macle. Plan suivant lequel deux individus s'accolent.

planète. *n.* Corps céleste, sans luminescence propre, tournant autour du Soleil.

plaque. *n.* En tectonique, portion actuellement stable de la lithosphère, entourée de zones non stables.

plaque mince. Voir *lame mince*.

plateau continental. Plateau, d'une profondeur inférieure à 200 m, situé entre le littoral et le talus continental abrupt qui mène aux fosses abyssales.

plate-forme. *n.* Surface rocheuse, quelle que soit sa taille; en particulier, surface susceptible de recevoir ou ayant reçu une couverture de sédiments.

platine de Fedoroff. Appareil qui se fixe sur la platine d'un microscope et qui permet d'observer une lame mince dans toutes les directions.

playa. *n.* En pays tropical, plaine d'épandage vers laquelle débouche un glacis.

pli. *n.* Structure obtenue par déformation continue, souple (plastique), et affectant les couches.

pli asymétrique. Pli dont les deux flancs ne présentent pas la même inclinaison de part et d'autre du plan axial.

pli coffré. Pli à flancs verticaux.

pli couché. Pli à plan axial et flancs sensiblement horizontaux.

pli déjeté ou **déversé.** Pli à plan axial incliné.

pli-diapir. Structure résultant d'une pression locale et forte sur une série comportant un niveau salifère, et d'où le sel s'échappe le long d'une faille de chevauchement ou perce un anticlinal.

pli disharmonique. Pli dont les strates sont déformées d'une manière désordonnée, avec changement de rayon de courbure; ce phénomène est dû à la différence de compétence des roches.

pli droit. Pli à plan axial vertical.

pli en éventail. Pli à flancs divergeant dans deux directions opposées.

pli-faille. Pli renversé ou couché, dont le flanc inverse s'étire et s'amincit au point de se rompre. Une surface de cisaillement prend naissance, sur laquelle des terrains anciens glissent et chevauchent des terrains plus récents.

pli isoclinal. Pli aux flancs parallèles.

pli isopaque ou **parallèle** ou **concentrique.** Pli à épaisseur constante dans chaque strate. Toutes les strates sont parallèles.

pli renversé. Pli dont l'un des flancs a dépassé la verticale.

pli retourné. Pli à tête plongeante.

pli semblable. Pli dont les strates ne conservent pas la même épaisseur et subissent un étirement se traduisant par un aminciseement des flancs du pli et un épaississement dans la zone de la charnière.

pli symétrique. Pli dont les deux flancs présentent la même inclinaison de part et d'autre du plan axial.

plis en échelons. Plis à axes parallèles et qui se relaient les uns les autres.

plis d'entraînement ou **drag-folds.** Plis formés dans une couche incompétente qui sépare deux autres couches compétentes; causés par le glissement de ces dernières l'une sur l'autre, ils sont toujours déversés vers la charnière du pli majeur.

plinienne. *adj.* **(éruption).** Type de volcanisme où l'éruption, avec nuées de cendres, succède à une longue période de calme pendant laquelle s'effectue une différenciation magmatique.

plissement. *n.* Déformation de roches stratifiées par courbure.

plumasites. *n.* Roches filoniennes composées d'oligoclase et de corindon.

pluton. *n.* Corps rocheux plutonique; ce terme comprend tous les corps intrusifs de roches ignées.

plutoniques. *adj.* **(roches).** Roches ignées, à grain grossier, formées en profondeur. Ce terme comprend les granites, les syénites, les diorites et les gabbros.

pneumatolyse. *n.* Stade de la cristallisation d'un magma où la vapeur d'eau se condense pour former les solutions hydrothermales.

podzol. *n.* Sol très acide, pauvre en éléments nutritifs parce que l'acidité empêche la libération des éléments minéraux (minéralisation) de l'humus par les micro-organismes et que l'eau entraîne l'humus en profondeur. Il en résulte une couche (« horizon ») cendrée superficielle (sol cendré), tandis que des couches plus riches se forment inférieurement. Surtout occupé par des landes; cependant, des bouleaux et certains chênes peuvent y pousser.

polycondensation. *n.* Réactions entre des molécules identiques ou différentes avec élimination des résidus de la réaction.

polymérie. *n.* Se dit d'un corps dont la masse moléculaire est multiple de celle d'un autre corps.

polymétamorphisme. *n.* Se dit de processus métamorphiques affectant des roches déjà métamorphisées au cours d'un cycle orogénique antérieur.

polymorphisme. *n.* Voir *allotropie*.

ponces. *n.* Roches volcaniques poreuses à structure vacuolaire rendues très légères par les bulles de gaz emprisonnées lors du refroidissement.

ponor. *n.* Gouffre, en relief karstique.

pont continental. Liaison terrestre postulée par les biogéographes afin d'expliquer les analogies, anciennes ou actuelles, entre les faunes de deux continents distincts. *Ex.* Le détroit de Behring a joué plusieurs fois un rôle de pont; à cet emplacement, en effet, une bande de terre a pu relier l'Asie à l'Amérique du Nord.

porcelanites. *n.* Roches argileuses détritiques, enrichies en silice néogène; ces roches sont blanches, fines et compactes.

porigélinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

porosité. *n.* Rapport du volume des vides au volume total de la roche ou du sédiment exprimé en pour cent.

porosité close. Se dit de la porosité d'une roche où les pores ne communiquent pas entre eux.

porosité efficace. Pour un milieu poreux, se dit du rapport du volume d'eau gravitaire au volume total, rapport exprimé en pourcentage.

porosité de fissure. Dans une roche compacte, se dit de la porosité due à la fracturation.

porosité d'interstice. Caractéristique d'une roche dont les pores sont interconnectés.

porosité ouverte. Porosité d'une roche où la circulation de l'eau est possible.

porosité utile. Type de porosité où les pores contenus dans une roche communiquent entre eux.

porphyres. *n.* Roches éruptives volcaniques présentant des phénocristaux inclus dans une matrice finement grenue.

porphyrines. *n.* Pigments constitués par quatre molécules de pyrrol réunies en circuit fermé.

porphyry-copper. *n.* Nom récent, d'origine anglo-saxonne, servant à définir d'importants gisements de cuivre, formés par des minerais de faible teneur facilement exploitables.

poussières météoriques. Corps provenant de l'espace extra-terrestre et tombant à la surface de la Terre; leur dimension est inférieure à 1/10e de mm.

prasinites. *n.* Schistes verts contenant de la chlorite, de l'actinote et de l'albite, accessoirement de la magnétite et de l'apatite, mais pas de quartz.

précipitations. *n.* Chutes d'eau provenant de l'atmosphère et se présentant sous forme liquide (pluie, rosée, brouillard) ou solide (neige, grêle).

pression hydrostatique. Pression exercée par les fluides qui imprègnent les roches.

pression lithostatique. En un point donné, pression due à la masse des roches et sédiments sus-jacents.

projection stéréographique. Procédé purement géométrique qui permet de situer sur un plan (canevas de Wulff) l'orientation de toutes les faces d'un cristal.

propylitisation. *n.* Transformation des minéraux basiques originels des basaltes en chlorite, épidote, calcite, etc., sous l'influence de fumerolles.

prospection pétrolière. Utilisation des techniques d'exploration du sol et du sous-sol (cartographie,

géologie, géophysique) en vue de découvrir du pétrole.

proton. *n.* Particule pesante et chargée positivement, présente dans le noyau des atomes. Il y a autant de protons dans le noyau que d'électrons à la périphérie.

protopétrole. *n.* Liquide ayant l'apparence d'un pétrole lourd mais formé surtout de produits riches en oxygène et azote, dans les sédiments actuels.

province pétrographique. Région à l'intérieur de laquelle les roches ignées d'une période d'activité donnée ont des particularités communes, impliquant un certain degré de parenté.

pseudocubique. *adj.* Se dit de tout minéral dont les formes rappellent celles du système cubique mais qui appartient en réalité à un autre système (généralement quadratique).

pseudomorphose. *n.* Remplacement d'un minéral préexistant par un minéral nouveau qui respecte la forme extérieure du premier.

pseudophlobaphinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

ptygmatique. *adj.* **(pli).** Petit pli formé par la fusion dans des roches telles que gneiss et migmatites.

puy. *n.* ou **pit crater.** *(angl.)* Cratère à parois presque verticales, au sommet d'un cône très aplati, caractérisant les volcans en bouclier.

pycnomètre. *n.* Petit flacon en verre utilisé lors de la détermination par pesées de la densité d'un minéral.

pyroclastique. *adj.* Se dit du matériel éjecté sous forme de liquide ou de particules solides, lors d'une éruption volcanique.

pyrofusinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

pyrolite. *n.* Matériel primitif hypothétique non appauvri, qui se distingue des péridotites courantes par ses éléments mineurs et en traces. Ce matériel constitue le *manteau*.

pyrolyse. *n.* Décomposition chimique sous l'action de la seule chaleur.

pyromagma. *n.* Magma sursaturé en gaz et chargé de bulles qui tendent à se séparer du liquide.

pyroschiste. *n.* Ancien nom des schistes bitumineux.

pyrrole. *n.* Composé hétérocyclique azoté (produit de la distillation sèche des matières animales).

Q-R

quanta de lumière. Quantité déterminée d'énergie, dont la notion dérive de la théorie selon laquelle la lumière est un phénomène discontinu.

quartzites. *n.* Roches massives, constituées de quartz en agrégats, issues du métamorphisme des grès.

rabattement. *n.* En hydrogéologie, paramètre égal à la différence entre la surface piézométrique au repos et le niveau dynamique dans le puits ou dans un ouvrage d'observation.

radio-actif. *adj.* Qui émet des rayonnements particulaires ou électromagnétiques susceptibles, notamment, d'impressionner la plaque photographique. Le phénomène correspond à la rupture des noyaux des atomes du corps simple ou d'un ou plusieurs corps simples d'un composé chimique.

radiolarites. *n.* Roches siliceuses organogènes, constituées en grande partie de tests de Radiolaires (Protozoaires).

raffinage. *n.* Stade englobant toutes les opérations dont le but est de fabriquer les différents produits obtenus à partir du pétrole brut.

rang. *n.* Se dit du degré d'évolution d'un charbon.

ranker. *n.* Sol peu évolué, à teneur élevée en matière organique.

rayons cosmiques. Ensemble des radiations de grande énergie, très pénétrantes, qui touchent la Terre en provenance de toutes les directions de l'espace avec une égale intensité.

rayons X. Radiations électromagnétiques placées entre les UV et les rayons γ. En radiocristallographie on utilise des rayons mous ($0{,}5 < \lambda < 2{,}5$ Å) alors qu'en radiologie on utilise des rayons durs ($\lambda < 0{,}1$ Å).

rebroussement (d'une couche). Inversion du pendage d'une couche au contact d'une faille, d'un dôme de sel, etc...

récif-barrière. Récif corallien éloigné de la côte. *Ex.* La Grande Barrière du nord de l'Australie.

récif corallien. Formation calcaire édifiée par des coraux dans des mers tropicales chaudes, bien oxygénées et éclairées.

récif frangeant. Récif corallien accolé à la côte.

récifal. *adj.* Qui concerne les récifs coralliens. *Ex.* Sédimentation récifale.

réfractaire. *adj.* Qualifie une substance minérale ou métallique résistant aussi bien chimiquement que physiquement à de hautes températures.

réfraction de la schistosité. Changement de la schistosité d'une couche tendre (oblique à la stratification) à une couche rigide (proche de la perpendiculaire).

réfractomètre. *n.* Appareil qui permet de mesurer directement l'indice de réfraction d'un liquide.

reg. Sol de déflation : pavement désertique, parfois cimenté par une croûte solide.

régime permanent. Régime d'écoulement d'une eau souterraine vers un puits ; se caractérise par un équilibre entre le débit sortant du puits et le débit entrant dans l'aquifère.

régime transitoire. Régime d'écoulement d'une eau souterraine vers un puits lorsqu'il y a déséquilibre entre le débit à la sortie du puits et le débit à l'entrée.

régolite ou **régolithe.** *n.* Manteau de débris constitués par du matériel rocheux non consolidé et plus ou moins altéré.

régosol. *n.* Sol minéral brut, meuble.

régression. *n.* Recul de la mer qui abandonne les aires continentales.

reinschia. *n.* Colonie d'Algues, de la famille des Volvocacées, qui entrent dans la constitution de certains charbons permiens (Australie).

rejet de faille. Distance séparant, après le jeu de la faille, deux points d'une même couche, initialement voisins.

relique. *n.* Se dit d'un minéral ou d'une structure appartenant à une roche (sédimentaire ou ignée) conservée dans une roche métamorphique.

rendzine. *n.* Sol calcimagnésique typique, de couleur foncée, contenant de nombreux cailloux dans tout le profil.

reptation ou **creeping.** *n.* Descente lente et progressive de débris sur un versant.

réseau cristallin. Disposition régulière et périodique des ions ou des atomes à l'intérieur d'un cristal. En cristallographie, on considère 14 réseaux différents (réseaux de Bravais).

réseau karstique. Réseau constitué de cavités, conduits et chenaux souterrains, formé par dissolution de roches calcaires.

réserve permanente. En hydrogéologie, réserve en eau d'un aquifère à nappe libre ; elle est limitée par la surface piézométrique la plus basse.

réserve régulatrice. En hydrogéologie, se dit de la quantité maximale d'eau gravitaire contenue dans la zone de fluctuation comprise entre les surfaces piézométriques les plus basses et les plus hautes.

réserve totale. En hydrogéologie, réserve en eau d'un aquifère à nappe libre, réserve délimitée par la surface piézométrique moyenne.

résidu sec. Se dit, lors de l'analyse chimique d'une eau, du total des sels dissous, exprimé en mg/l.

résiduelles. *adj.* **(roches).** Roches exogènes se formant par évolution sur place d'une roche plus ancienne.

résine. *n.* Substance complexe, insoluble dans l'eau, soluble dans l'alcool, presque solide à la température ordinaire, translucide, non entraînable par la vapeur d'eau (au contraire des huiles essentielles), et contenant des alcools aromatiques ou triterpéniques et des acides aromatiques, terpéniques et aliphatiques.

résinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

résistivité. *n.* Résistance électrique, à une température donnée, d'un cube de roche dont les arêtes sont égales à l'unité.

résurgence. *n.* Réapparition à l'air libre d'une rivière souterraine.

rétro-charriage. Mouvement tardif et de sens opposé au sens de mise en place de la nappe.

rhexistasie. *n.* Phase d'érosion accélérée.

rhomboèdre. *n.* Forme assimilable à un cube déformé dont les six faces sont des losanges (rhombes).

rhyo-dacites. *n.* Roches effusives contenant autant de sanidine que d'oligoclase.

rhyolites. *n.* Roches volcaniques acides, souvent de structure porphyrique ; équivalents effusifs des granites.

ria ou **aber.** *n.* Vallée fluviale envahie par la mer. *Ex.* Les abers bretons.

ride. *n.* Zone plus ou moins étroite où se développent des séries sédimentaires généralement peu épaisses, avec parfois même absence complète de sédimentation.

rill. *n.* Chenal sinueux qui coule à la surface d'un glacis sans s'y encaisser.

rimaye. *n.* Vide qui sépare un glacier des parois du cirque.

ripple-marks. *n.* Ondulations parallèles, à profil asymétrique, produites sur un fond sableux ou vaseux par des courants ou par le vent.

riss. *n.* Période de glaciation européenne, située vers — 200 000 ans, qui correspond à la civilisation moustérienne des premiers Néandertaliens.

roche magasin ou **roche réservoir.** *n.* Couche de roches imprégnées d'hydrocarbures et constituant la réserve d'un gisement.

roche mère. 1° Roche non altérée, placée à proximité immédiate du sol. 2° Formation géologique dans laquelle se sont formés les hydrocarbures.

ruissellement. *n.* Écoulement des eaux sur les pentes des terrains.

S

sables. *n.* Roches détritiques formées de grains et de fragments résultant de la fragmentation d'autres roches.

saltation. *n.* Transport des matériaux par bonds successifs, sous l'action du vent ou d'un cours d'eau.

sancyites. *n.* Trachy-andésites à structure nettement porphyrique; les phénocristaux sont constitués de sanidine et d'andésine; la mésostase contient du verre et des microlites de feldspath, de biotite, d'amphibole et un peu d'augite.

sanidinites. *n.* Roches formées lors d'un métamorphisme de contact intense, et contenant de la sanidine, feldspath sodi-potassique.

saprolites ou **saprolithes.** *n.* Roches altérées par les actions climatiques et dont la structure s'est dégradée.

sapropèle. *n.* Produit non consolidé de la décomposition d'Algues sur le fond des lacs et de la mer, en milieu neutre ou faiblement alcalin. Ces vases organiques sont à l'origine de la formation de pétrole.

saturation (coefficient de). Rapport du volume d'eau contenu dans un milieu poreux à la porosité de ce dernier.

saturé. *adj.* **(minéral).** Minéral capable de cristalliser à partir d'un magma, en présence d'un excès de silice (*ex.* feldspaths, pyroxènes, micas...); les roches ignées composées essentiellement de ces minéraux sont dites *saturées*.

saumâtre. *adj.* Qualifie une eau de salinité intermédiaire entre l'eau douce et l'eau de mer. *Ex.* Les eaux des zones deltaïques sont saumâtres.

saussurite. *n.* Mélange microcristallin d'albite, de zoïsite, d'épidote et de calcite.

saussuritisation. *n.* Transformation d'un plagioclase en saussurite, par suite d'un faible métamorphisme.

savane. *n.* Formation végétale tropicale comportant de hautes herbes (80 cm au moins) et, parmi elles, des végétaux plus bas et des arbres disséminés, isolés ou en bosquets.

scalénoèdre. *n.* Forme simple composée de douze triangles scalènes (trois côtés inégaux) : six inférieurs, six supérieurs.

schistes. *n.* Roches métamorphiques à texture feuilletée.

schistes bitumineux. Schistes renfermant de petites proportions d'hydrocarbures de densité variée mais généralement lourds.

schistes noirs. Roches cristallines, micacées, de couleur sombre, qui se débitent en feuillets. Les schistes noirs à Graptolites (Ordovicien à Dévonien) sont caractéristiques d'un dépôt en milieu réducteur.

schistes tachetés. Schistes résultant d'un métamorphisme peu intense et dans lesquels des concentrations de minéraux (graphite, andalousite, cordiérite) forment de petites taches sombres.

schistosité. *n.* Aptitude des roches à se casser suivant des plans parallèles, en feuillets plus ou moins minces et de composition homogène. C'est un phénomène mécanique issu d'une déformation par aplatissement.

schistosité de flux. Débit de la roche en feuillets très minces.

schistosité de fracture. Débit de la roche en feuillets grossiers, millimétriques à centimétriques.

schistosité locale. Schistosité se développant le long d'accidents tectoniques.

schistosité par microplis-failles. Alternances régulières de zones microplissées et de zones fracturées affectant les flancs des microplis.

schistosité régionale. Schistosité qui se développe dans des régions très étendues et qui accompagne parfois le plissement.

schorre. *n.* Partie haute d'un marais maritime, exceptionnellement submergée; le schorre est formé de vase desséchée et porte une végétation de plantes halophiles (adaptées à une certaine salinité).

sclérotinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

scories. *n.* Fragments bulleux d'une lave refroidie à l'air pendant l'éruption.

sea-mount. *n.* Volcan sous-marin à flancs peu inclinés, n'atteignant généralement pas la surface. Le *guyot* en est une variété particulière, de forme tabulaire.

sebkha. *n.* En pays aride, lagune temporaire.

sédiment. *n.* Dépôt naturel formé au fond de l'eau, sous l'action de la gravité. Selon leur origine, on distingue des sédiments continentaux, marins, lacustres, fluviatiles...

sédimentaires. *adj.* **(roches).** Roches formées à partir de dépôts de sédiments suivant des modalités différentes.

sédimentation. *n.* Processus géologique aboutissant à la formation d'une roche sédimentaire. Il s'effectue en milieu continental et surtout en milieu marin.

sédimentologie. *n.* Science qui étudie les sédiments, leurs caractères et leur mode de formation.

séisme. *n.* Tremblement de Terre; c'est un mouvement naturel du sol, dû au relâchement soudain d'énergie élastique en un point de la Terre; il est de courte durée.

séismique ou **sismique.** *adj.* Qui se rapporte aux tremblements de Terre, qu'ils soient naturels ou artificiels.

sel gemme ou **halite.** Sel naturel (NaCl) tel qu'on le trouve dans des mines. C'est un minéral des roches sédimentaires de type évaporite.

semi-fusinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

semi-perméable. *adj.* Se dit d'une roche qui possède une faible perméabilité ne permettant pas le captage de grandes quantités d'eau mais favorisant les intercommunications entre les nappes d'eau souterraine.

septarium. *n.* Concrétion présentant des craquelures radiées remplies de calcite ou d'un autre minéral.

séricitoschistes. *n.* Phyllades ou schistes à séricite, laquelle confère un aspect argenté aux surfaces de schistosité.

série continue. Ensemble des minéraux dont la composition chimique et les propriétés physiques sont intermédiaires entre celles de deux minéraux types qui constituent les termes extrêmes de la série.

série stratigraphique. Division élémentaire d'un système, reconnaissable sur une grande étendue et définie essentiellement par des critères paléontologiques.

serpentinisation. *n.* Altération métasomatique de minéraux ferromagnésiens (olivine en particulier) en serpentine, silicate de magnésium hydraté.

serpentinites. *n.* Roches constituées presque uniquement par des minéraux du groupe des serpentines. Ce sont des roches vert sombre à noires, à texture schisteuse mal marquée.

sesqui. Préfixe signifiant « une fois et demie ». *Ex.* Fe_2O_3 est un sesquioxyde.

shales. *n.* Roches argileuses litées; le litage est dû principalement à la sédimentation (s'il provient d'un métamorphisme, on parle de *schistes*).

shonkinites. *n.* Syénites mélanocrates riches en néphéline et en orthose.

sial. *n.* Masse constituée par des roches claires, granitiques et sédimentaires, riches en silice et en aluminium, dans tous les degrés de métamorphisme et de déformation. Accompagné du sima, plus profond, il forme la croûte terrestre.

sialique. *adj.* Terme mnémotechnique qui désigne l'une des deux principales classes de minéraux composant la norme d'une roche ignée; cette classe comprend principalement le quartz, les feldspaths et les feldspathoïdes. S'oppose à *fémique*.

sidérite. *n.* Météorite constituée par un alliage de fer et de nickel.

sidérolithe ou **lithosidérite.** *n.* Météorite constituée, en parts égales, d'un amas de fer-nickel et de silicates basiques lourds, tels l'olivine ou le pyroxène.

sidérophile. *adj.* Caractérise un élément qui a des affinités avec le fer.

sidérophyre. *n.* Sidérolithe (météorite composée de métal et de silicate) à bronzite et tridymite; ce type est représenté par la seule météorite de Steinbach trouvée en 1724.

sidérosphère. *n.* Noyau terrestre composé de fer et de nickel, par analogie avec les météorites métalliques (sidérites).

sif. *n.* Dune en forme de S.

silex. *n.* Roches siliceuses apparaissant dans la craie sous forme de nodules.

silexite. *n.* Association de calcaires et de silice, diagénisée en milieu marin.

sill. *n.* Intrusion ignée, concordante avec la stratification, résultant de l'injection d'un magma le long de surfaces de discontinuité des roches encaissantes.

sillon. *n.* Zone allongée, plus ou moins étroite, où se développent des séries sédimentaires marines généralement très épaisses.

silteux. *adj.* Se dit d'un matériel d'origine détritique, meuble, dont la dimension des grains varie entre celle du sable et celle de l'argile.

silts ou **argiles des limons.** Argiles granuleuses; la taille moyenne des grains est cependant assez importante.

sima. *n.* Ensemble de roches assez basiques, riches en silice et magnésium, situées en dessous du sial; constitue avec le sial la croûte terrestre.

sismique-réflexion. Méthode de prospection utilisant la réflexion d'ondes se propageant dans des terrains à la suite d'une explosion.

skarns. *n.* Roches métamorphiques formées au contact d'un calcaire et d'une roche magmatique intrusive.

slikke. *n.* Partie basse d'un marais maritime, située dans la zone de balancement des marées, et dépourvue de végétation.

slumping. *n.* Figure de glissement que l'on observe dans certaines roches sédimentaires.

smectites. *n.* Argiles gonflantes.

socle. *n.* Chaîne plissée transformée en plateforme par l'érosion; peut être alors affectée par des déformations à grande échelle et des cassures, mais non par des plissements, car elle est trop rigide.

sol. *n.* Formation correspondant à un état d'équilibre dynamique dans l'évolution de la partie superficielle de la croûte terrestre, sous l'influence des conditions climatiques et biologiques qui s'exercent sur la roche mère.

sol anthropique. Sol dont l'évolution est influencée par l'action de l'homme (mise en culture notamment).

sols battants. L'eau de pluie qui arrive au sol provoque, par simple énergie cinétique, une destruction mécanique de la structure du sol. Les argiles ainsi que les limons sont séparés des matériaux grossiers et bouchent les pores ; l'horizon de surface se glace ; on dit que les sols sont *battants*.

sol brun. Sol brunifié caractérisé par un lessivage faible, sinon nul, des colloïdes minéraux.

sol brunifié. Sol évolué à *mull ;* se développe principalement en régions tempérées humides.

sol eutrophe. Sol brun dans lequel le lessivage des colloïdes minéraux est faible ou nul à cause de la présence de calcaire.

sol ferrallitique. Caractéristique des régions chaudes et humides de la zone intertropicale.

sol fossile. Voir *paléosol.*

sol humifère lithocalcique. Sol riche en matière organique et dans lequel l'horizon organique a un pH légèrement acide en surface.

sol hydromorphe. Résulte d'une pédogenèse dominée par l'effet d'un excès d'eau en raison de l'engorgement temporaire ou permanent d'une partie ou de la totalité du profil.

sol isohumique. Caractérisé par une incorporation profonde et régulière de matière organique très évoluée le long du profil du sol.

sol lessivé. Sol brunifié caractérisé par une décomposition rapide de l'humus, en principe de type *mull,* mais qui passe au type *moder* dans les sols plus évolués.

sol lithomorphe. Vertisol à drainage externe nul et où la roche mère est particulièrement riche en Ca^{++} et Mg^{++}.

sol minéral brut. Sol caractérisé par une absence presque totale d'évolution.

sol à permagel. Sol qui présente en profondeur des niveaux gelés toute l'année mais qui en été dégèle en surface, de quelques centimètres à plus de 2 m. *Ex.* Sol des toundras.

sol podzolisé. Sol résultant d'une pédogenèse de sol très acide à faible activité biologique. Caractéristique des climats froids et humides.

sol à sesquioxydes de fer. Sol résultant d'une pédogenèse de climat chaud, moyennement humide, méditerranéen ou tropical semi-humide. Les sols *fersiallitiques* et *ferrugineux tropicaux* appartiennent à cette catégorie.

sol sodique ou **halomorphe.** Caractérisé par une évolution dominée soit par la présence de sels solubles soit par la présence de sodium et/ou de magnésium.

sol topomorphe. Vertisol à drainage externe nul, caractéristique des régions chaudes relativement humides, à saison sèche marquée, et où la roche mère est suffisamment saturée en Ca^{++} et Mg^{++}.

sol xérique. Sol peu évolué, pauvre en matière organique (de 1 à 2 %).

solfatare. *n.* Terrain volcanique qui dégage des émanations de vapeur et de gaz sulfureux chaud.

solifluxion. *n.* Déplacement en masse du sol superficiel gorgé d'eau, sous l'action du gel et du dégel.

solod. *n.* Sol sodique à structure dégradée, à horizon A_2 blanchi, fortement acidifié en surface, mais à horizon B très compact, neutre à alcalin.

solonetz. *n.* Sol sodique à structure dégradée, sans sels solubles et à horizon B très compact.

solontchak. *n.* Sol sodique à structure non dégradée, montrant à sa surface, en saisons sèches, des efflorescences ou des encroûtements salins, d'épaisseur variable.

soulèvement tectonique. Mouvement de bas en haut de l'écorce terrestre, avec élévation d'ensemble de toute une région, s'accompagnant de failles et de plissements.

spath d'Islande. Calcite particulièrement limpide qui se débite en rhomboèdres et présente le phénomène de double réfraction.

spectrophotométrie. *n.* Mesure de l'absorption plus ou moins intense des radiations de diverses longueurs d'ondes par une substance (le spectre obtenu aide à l'identification de la substance.)

spessartites. *n.* Lamprophyres caractérisées par la présence de hornblende dans la mésostase et de biotite sous forme de phénocristaux.

sphénoèdre. *n.* Tétraèdre dont les quatre faces sont des triangles isocèles.

sphérolitique. *adj.* Terme utilisé en pétrologie pour qualifier des concrétions minérales sphériques, dues à des dépôts concentriques successifs à partir d'un noyau.

spilites. *n.* Roches effusives voisines des basaltes, riches en minéraux ferromagnésiens, avec de l'albite comme plagioclase.

spongolit(h)es. *n.* Roches siliceuses organogènes, constituées en grande partie de spicules d'Éponges cimentés par de l'opale ou de la calcédoine.

sporinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

stabilité. *n.* En minéralogie, état correspondant à un domaine de températures et de pressions pour lequel le minéral existe sous une forme donnée.

stalactite. *n.* Concrétion calcaire qui se forme à la voûte d'une grotte. *Par ext.* Ce mot désigne aussi la forme de minéraux rappelant ces concrétions.

steppe. *n.* Zone à végétation peu dense (« ouverte ») où dominent les herbes (Graminées) vivaces se desséchant l'été, mêlées à des plantes annuelles ou des buissons. A la différence de la savane, il n'y pousse pas d'arbres. C'est la *prairie* d'Amérique du Nord, la *pampa* d'Argentine, la *puszta* de Hongrie. Dans les zones chaudes, à longue saison sèche, la steppe forme une région intermédiaire entre la savane et le désert, comme au sud du Sahara ; on y trouve alors des arbres, au fur et à mesure qu'on approche de la savane.

stéroïdes. *n.* Hydrocarbures aromatiques comportant un cycle aromatique et trois cycles saturés.

Stokes (loi de). Loi exprimant la vitesse de sédimentation des particules dans un milieu fluide, en fonction de leur rayon.

strate ou **lit.** *n.* Épaisseur de sédiment déposé dans des conditions de sédimentation constantes.

stratification. *n.* Disposition en strates. Terme utilisé généralement pour les roches sédimentaires.

stratification entrecroisée ou **stratification oblique,** ou **cross-bedding.** Structure formée par les courants et que l'on observe dans certains dépôts sédimentaires ; caractérisée par la présence de lits disposés obliquement par rapport aux surfaces inférieures et supérieures de la strate.

stratigraphie. *n.* Étude descriptive des strates, de leur lithologie, de leur contenu fossilifère, de leur succession, de leurs relations mutuelles et de leur classification chronologique.

strato-volcan. *n.* Volcan constitué par la superposition de strates pyroclastiques et de coulées de laves.

« stress ». *n.* Voir *contrainte.*

stromatolit(h)e. *n.* Structure laminaire, ondulée ou concentrique, formée par le dépôt en couches régulières de carbonate de calcium sur des colonies d'Algues.

structure. *n.* 1° En cristallographie, arrangement périodique que présentent les atomes les uns par rapport aux autres. 2° Pour une roche, elle est définie par les relations des différents minéraux entre eux, observés au microscope.

structure cristalloblastique. Structure d'une roche métamorphique dont les minéraux sont formés à partir de noyaux de cristallisation.

structure diablastique. Se dit d'une roche métamorphique où les minéraux s'interpénètrent irrégulièrement.

structure fibro-radiée. Agrégat de minéraux orientés suivant des fibres qui rayonnent à partir d'un même point.

structure fluidale. Disposition des particules minérales dans une roche ignée, causée par un mouvement, ou flux, dans la masse à la fin de la cristallisation.

structure granoblastique. Structure d'une roche métamorphique dont les cristaux se sont formés par croissance simultanée et sans orientation préférentielle.

structure graphique. Dans les roches plutoniques, résulte de la croissance simultanée de prismes allongés de quartz et d'orthose conférant à la roche l'aspect d'une plaque sculptée de caractères cunéiformes.

structure grenue. Caractérise des roches plutoniques formées de cristaux de différents minéraux de taille presque égale. Caractéristique des roches granitiques et assimilées, elle prend également le nom de *structure granitique.*

structure hélicitique. Structure d'une roche métamorphique, caractérisée par la présence dans certains cristaux d'inclusions microcristallines ; ces dernières sont disposées en spirale par suite de la rotation du cristal hôte au cours de sa formation.

structure holocristalline. Caractérise des roches ignées composées uniquement de cristaux et qui proviennent du refroidissement très lent d'une lave.

structure kéliphytique. Structure d'une roche métamorphique où un minéral se développe à la périphérie des cristaux d'une autre espèce minéralogique.

structure lépidoblastique. Caractérise une roche métamorphique constituée de cristaux lamellaires, disposés parallèlement les uns aux autres.

structure myrmékitique. Structure de roches éruptives qui s'observe parfois au contact entre des cristaux d'orthose et de plagioclase dans le cas des roches granitiques riches en éléments minéralisants.

structure nématoblastique. Caractérise des roches métamorphiques qui contiennent des minéraux de forme prismatique, allongés parallèlement les uns aux autres.

structure ophitique. Caractérise des roches ignées (dolérites surtout) où les espaces polygonaux délimités par des lattes de feldspaths sont occupés uniquement par un pyroxène (augite).

structure perthitique. Dans certaines roches ignées plutoniques, présence de petites faccules de feldspath sodique dans le feldspath potassique et inversement.

structure pétrosiliceuse. Structure que l'on observe dans les porphyres quartzifères les plus anciens : le verre de la mésostase a recristallisé très lentement, après la consolidation de la roche, sous forme de très petites aiguilles de quartz et de feldspath.

structure poecilitique. Dans certaines roches ignées intrusives, résulte de l'inclusion de cristaux, en général lamellaires, dans une plage monocristalline d'un autre minéral.

structure pœciloblastique. Caractérise des roches métamorphiques où certains cristaux (porphyroblastes) contiennent de petites plages d'un ou plusieurs autres minéraux.

structure porphyrique. Caractérise certaines

roches ignées effusives formées de phénocristaux baignant dans une mésostase vitreuse ou microcristalline.

structure porphyroblastique. Structure métamorphique caractérisée par la présence de quelques cristaux (de même espèce minéralogique) dont les dimensions sont supérieures à celles des autres cristaux de la roche.

structure rapakivique. Dans les roches plutoniques, caractérisée par la présence de phénocristaux arrondis constitués d'un noyau d'orthose entouré de plagioclase.

structure vitreuse. Dans les roches ignées effusives, caractérise la présence de verre volcanique en plus grande quantité que la structure holocristalline.

structurologie ou **microtectonique.** *n.* Étude des structures de petite taille.

stylolit(h)e. *n.* Structure sédimentaire résultant de la dissolution partielle de roches déjà lithifiées, le long de surfaces généralement planes.

subduction. *n.* Enfoncement de la lithosphère océanique dans l'asténosphère.

sublimation. *n.* Passage direct d'un corps de l'état solide à l'état gazeux, sans passer par l'état liquide.

subsidence. *n.* Mouvement d'enfoncement progressif du fond, dû en partie au poids des sédiments ainsi qu'à des mouvements actifs d'affaissement de l'écorce terrestre, moins épaisse à cet endroit.

substratum. *n.* Matériel solide sur lequel repose une couche géologique et dont il constitue la base.

succin. *n.* Résine végétale fossile, riche en acide succinique ($COOH—CH_2—CH_2—COOH$). *Ex.* L'ambre.

sulfosels. *n.* Sous-classe des sulfures qui regroupe les sulfures doubles.

sulfures. *n.* En minéralogie, classe qui regroupe les minéraux dont la composition correspond à la combinaison non oxydée des métaux et métalloïdes, avec des éléments tels que S, As, Sb, Bi, Sc et Te.

supralittoral. *adj.* Situé à la limite supérieure du niveau de la haute mer, et rarement atteint par les flots.

surface piézométrique. 1° Surface déterminée par l'ensemble des différents niveaux piézométriques d'un aquifère. 2° Ensemble des points d'un aquifère où la pression est égale à 1 atmosphère.

surface spécifique. Surface totale des grains d'une roche rapportée à l'unité de volume et s'exprimant en m^2/m^3.

surimposition. *n.* Processus caractéristique de l'évolution de certains cours d'eau importants, qui s'enfoncent sur place dans des terrains dont la structure varie. Appelée également épigénie.

surrection. *n.* Mouvement vertical positif.

swash. *n.* Ondes de translation formées par la transformation des vagues lorsqu'elles parviennent à la côte.

syénites. *n.* Roches intrusives formées essentiellement de feldspath et d'amphibole sodique.

synchrone. *adj.* Qui se produit dans le même temps. *Ex.* Dépôts synchrones.

synclinal. *n.* Synforme dont le cœur est formé par la couche la plus récente.

synclinorium. *n.* Pli synclinal majeur, déterminé par une succession de plis anticlinaux et synclinaux.

synéclise. *n.* Dépression synclinale à grand rayon de courbure.

synforme. *n.* Pli convexe vers le bas.

système aphytal. Système océanique dépourvu de végétaux chlorophylliens par suite du manque de lumière.

système cristallin. Ensemble dans lequel sont regroupées toutes les classes de symétrie qui ont le même réseau. Il existe 7 systèmes cristallins différents.

système cubique. Système cristallin des minéraux dont la maille est formée par 6 faces carrées (cube).

système hexagonal. Système cristallin des minéraux dont la maille est un polyèdre formé par un prisme à 4 faces rectangulaires terminé par 2 faces losangiques ayant un angle de 120°.

système monoclinique. Système cristallin des minéraux dont la maille est un polyèdre formé par un prisme oblique terminé par 2 faces rectangles.

système orthorhombique. Système cristallin des minéraux dont la maille est un polyèdre formé par un prisme à 4 faces rectangulaires terminé par 2 faces rectangles.

système phytal. Système océanique recevant assez de lumière pour permettre le développement des Algues.

système quadratique. Système cristallin des minéraux dont la maille est un polyèdre formé par un prisme à 4 faces rectangulaires terminé par 2 faces carrées.

système rhomboédrique. Cas particulier du système hexagonal des minéraux dont la maille peut être un polyèdre formé par 6 faces losangiques égales (rhomboèdre).

système stratigraphique. Ensemble des terrains appartenant à une période. *Ex.* Système cambrien.

système triclinique. Système cristallin des minéraux dont la maille est un polyèdre dont les 6 faces sont des parallélipipèdes.

T

tabulaire. *adj.* Se dit d'un relief en forme de table dû à la disposition horizontale des couches constitutives.

taénite. *n.* Forme minéralogique de l'alliage fer-nickel, à composition variable (de 20 à 65 % de Ni); sa structure est cubique à faces centrées.

taïga. *n.* Forêt de Conifères des pays froids. Se trouve en Amérique et en Eurasie, au sud de la toundra et au nord des forêts de Feuillus.

talcschistes. *n.* Schistes de couleur vert clair ou blanc, composés principalement de talc ainsi que de minéraux accessoires : magnétite, carbonate de magnésium, parfois antigorite et trémolite.

talus continental. Pente inclinée de 5° vers la pleine mer, située à la limite du plateau continental.

talweg. *n.* Ligne de points bas, située à l'intersection des deux versants d'une vallée.

tanin ou **tannin.** *n.* Substance contenue dans certains organes végétaux (écorces, noix...).

tanker. *n.* Navire affecté au transport du pétrole brut ou des produits pétroliers liquides.

tasmanite. *n.* Charbon sapropélique de couleur brun-rouge, contenant des spores et des Algues microscopiques appelées *Tasmanites.*

taux de renouvellement. Rapport du volume d'eau introduit dans un aquifère, et qui y transite durant une période déterminée, à la réserve totale.

tchernozem. *n.* Voir *chernozen.*

tchernozium. *n.* Voir *chernozen.*

tectites. *n.* Fragments vitrifiés en forme de gouttes et qui ont traversé l'atmosphère à l'état fondu; il pourrait s'agir de roches terrestres fondues, projetées dans la stratosphère lors de l'impact d'une météorite, puis retombées.

tectonique. *n.* Branche de la géologie étudiant les dislocations et déformations subies par les roches de l'écorce terrestre lors d'une phase postérieure à leur formation.

tectogenèse. *n.* Genèse des structures.

télinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

télocollinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

teneur. *n.* Quantité généralement mesurée en pourcentage du volume ou, parfois, du poids.

tephras. *n.* Produits volcaniques pyroclastiques.

téphrites. *n.* Basaltes alcalins contenant un feldspathoïde.

terminaison périclinale (d'un pli). Amortissement du pli par augmentation de son rayon de courbure (terminaison périanticlinale ou périsynclinale).

terpènes. *n.* Produits de formule générale $(C_5H_8)_n$, qui se rencontrent dans les essences naturelles et que l'on extrait de diverses parties des végétaux.

terra rossa. Sol rouge, riche en hydroxydes de fer insolubles accumulés en dépôt résiduel sur des calcaires qui contiennent des traces de ces composés et qui sont soumis à l'altération; fréquent dans les pays méditerranéens.

terrasse fluviatile. Fond de vallée entaillé par une rivière.

terres rares. Désigne des minéraux qui contiennent des éléments géochimiquement rares (numéros atomiques 57 à 71).

terrigène. *adj.* Qui provient de la terre, du continent. Se dit des dépôts côtiers apportés à la mer par les fleuves et les eaux de ruissellement.

terril. *n.* Amas de déblais stériles extraits d'une mine.

teschénites. *n.* Variété de gabbros alcalins contenant de l'analcime (zéolite sodique).

test de dureté. Pour comparer la dureté des minéraux, méthode qui consiste à rayer le plus tendre avec le plus dur; actuellement on utilise 10 minéraux-repères *(échelle de Mohs).*

téthys. *n.* Ancien océan séparant deux anciens continents : le *Gondwana* et la *Laurasia.*

textinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

texto-ulminite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

texture. *n.* Ensemble des propriétés physiques qui résultent directement de la taille et de la disposition des divers constituants d'un matériau (roche, sol...).

texture amygdalaire. Issue de la structure vacuolaire par remplissage secondaire des vacuoles par des minéraux déposés par des eaux vadoses ou magmatiques.

texture bulleuse ou **vacuolaire.** Caractérise les roches ignées présentant des vacuoles engendrées par le départ des éléments volatils du magma.

texture cataclastique. Texture d'une roche dont les minéraux sont écrasés.

texture foliée. Dans certaines roches métamorphiques, présence de bandes parallèles alternativement claires et obscures.

texture linéaire. Dans certaines roches métamorphiques, allongement dans la même direction de la majorité des cristaux.

texture migmatitique. Dans certaines roches métamorphiques (migmatites), interpénétration d'un matériel granitoïde et d'un matériel métamorphique sous des formes diverses.

texture myarolitique. Caractérise certaines roches intrusives présentant des cavités partiellement remplies par des minéraux ayant cristallisé lors des dernières phases de consolidation du magma.

texture œillée. Dans certaines roches métamorphiques (gneiss), présence d'agrégats polycristallins ou de porphyroblastes lenticulaires (« œil »).

texture orbiculaire. Dans des roches ignées intrusives, se caractérise par la présence d'orbicules constitués de couches concentriques de minéraux variés.

texture rhéomorphique. Dans certaines roches métamorphiques formées à haute température, déformation en plis serrés et irréguliers de filonnets de cristaux.

texture tabulaire ou **planaire.** Caractérise des roches ignées présentant une stratification assez grossière.

texture tachetée. Dans certaines roches métamorphiques, se caractérise par la présence de plages de couleurs différentes correspondant aux premières réactions métamorphiques induites dans la roche.

texture schisteuse. Dans certaines roches métamorphiques, se caractérise par la présence de plans de schistosité.

théralites. *n.* Roches intrusives basiques à néphéline, plagioclase (labradorite) et divers minéraux ferromagnésiens.

thermocline. *n.* Zone de transition thermique d'un milieu aquatique.

thermoluminescence. *n.* Luminescence provoquée par un chauffage à une température inférieure à celle de l'incandescence.

thiophènes. *n.* Groupe d'hydrocarbures comportant du soufre dans le cycle.

tillites. *n.* Conglomérats glaciaires formés au cours de la consolidation d'anciennes moraines par une matrice argileuse ou arkosique de colorations variées.

titre (ou degré) hydrotimétrique total (TH). Exprime la dureté d'une eau. L'unité correspond à 10 mg de $CaCO_3$ par litre.

tombolo. *n.* Cordon littoral unissant une île à la côte. *Ex.* Quiberon.

tonalites. *n.* Diorites quartziques contenant, outre du plagioclase, de la hornblende, de la biotite et de faibles quantités de quartz et de feldspath potassique.

tonstein ou **gore.** Dépôt volcanique éolien, bien visible dans certains lits charbonneux, formé de tufs ignimbritiques. Leur extension latérale permet leur utilisation dans les corrélations stratigraphiques.

torbanite. *n.* Charbon sapropélique de couleur brun-noir renfermant à la fois des Botryococcacées et des spores; exploité à Torban Hill, en Écosse, d'où son nom.

toundra. *n.* Végétation croissant au nord de la limite des forêts (taïga), et correspondant, dans la zonation de la végétation en latitude, à celle de l'étage alpin de la zonation en altitude.

tourbe. *n.* Humus, formé en anaérobiose, à structure fibreuse due à une transformation biochimique faible. Utilisé comme combustible.

trace. *n.* Poudre de couleur caractéristique laissée par un minéral lorsqu'on l'utilise pour rayer une porcelaine dépolie.

trace (élément en). Élément présent dans une roche en quantité si faible qu'elle peut être détectée mais difficilement mesurée.

traceur. *n.* Substance chimique marquant une molécule et l'accompagnant dans son déplacement, d'où une possibilité de repérage spécifique.

trachytes. *n.* Roches ignées généralement de structure porphyrique, composées essentiellement de feldspaths alcalins et de pyroxènes et d'amphiboles sodiques; équivalents effusifs des syénites.

transgression. *n.* Mouvement de la mer qui recouvre les aires continentales avoisinantes ou les bords des géosynclinaux.

transgression téthysienne. Avancée de la Téthys sur les terres avoisinantes; la Téthys était une mer très étendue, qui occupait l'emplacement de l'actuelle Méditerranée depuis l'ère primaire jusqu'à la fin du Miocène.

transmissivité. *n.* Paramètre égal au produit du coefficient de perméabilité par la puissance aquifère. Il permet de représenter sur des cartes les zones de productivité des gisements d'eau souterraine.

transmutation. *n.* Changement d'une substance en une autre substance plus intéressante économiquement.

trapézoèdre. *n.* Volume constitué par 24 faces trapézoïdales.

trapp. *n.* Relief volcanique caractéristique, qui se présente en marches d'escalier, sous la forme d'un empilement horizontal de couches de laves séparées par des niveaux intermédiaires argileux.

travertins. *n.* Calcaires vacuolaires formés aux émergences de sources calcaires; ils renferment souvent des débris végétaux bien conservés.

triboluminescence. *n.* Luminescence d'un minéral obtenue par frictions énergiques.

triterpénoïdes. *n.* Hydrocarbures comportant un cycle aromatique et quatre cycles saturés.

troctolites. *n.* Variété de gabbros riches en olivine, présentant un aspect tacheté.

troncature. *n.* Remplacement d'une arête ou d'un angle par une facette, soit par clivage soit par polissage.

tubes capillaires. En géologie, tubes formés par l'ensemble des pores d'une roche, reliés entre eux, et d'un diamètre compris entre 0,5 et 1 mm.

tubes subcapillaires. En géologie, tubes formés par l'ensemble des pores d'une roche, reliés entre eux, et d'un diamètre compris entre 0,001 et 0,5 mm.

tuf. *n.* Roche tendre et poreuse, qui peut être soit *calcaire* (déposée à l'émergence d'eaux souterraines riches en carbonates), soit d'origine *volcanique* (formée de cendres ultérieurement consolidées).

tuffite. *n.* Matériel pyroclastique déposé en milieu aqueux et souvent mélangé à des sédiments.

U - V

ulminite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

ultrabasiques. *adj.* **(roches)** Ensemble dans lequel sont regroupées les roches sans minéraux blancs. Ce sont les péridotites (contenant de l'olivine), les pyroxénolites (contenant des pyroxènes) et les hornblendites (contenant des hornblendes).

ultraviolette. *adj.* **(lumière).** Rayonnement électromagnétique situé à la limite du spectre visible. Elle sert souvent à caractériser certains minéraux luminescents pour ses longueurs d'onde.

undations. *n.* Bombements primitifs.

uniformitarisme. *n.* Principe énoncé par Ch. Lyell en 1830 et selon lequel on assimile le mode de déroulement des phénomènes géologiques actuels à celui du passé.

uniformité (coefficient d'). Coefficient égal, pour une courbe granulométrique donnée, au rapport des diamètres caractéristiques correspondant aux fréquences en poids 10 % et 60 %.

upwelling. *n.* Remontée des eaux marines sous-jacentes plus froides et plus riches en matières nutritives par suite du déplacement vers le large des eaux superficielles.

uréilite. *n.* Achondrite (météorite pierreuse) assez pauvre en calcium et dont les silicates ferromagnésiens sont de l'olivine et de la pigeonite (clinopyroxène).

urtites. *n.* Roches intrusives ultrabasiques, presque uniquement constituées par de la néphéline.

varves. *n.* Couches d'un dépôt glacio-lacustre, dont chacune comprend un lit de sédiments grossiers déposés en été et un lit de sédiments fins, argileux, déposés en hiver. Chaque varve équivaut à une année; il est ainsi possible d'établir une chronologie des périodes glaciaires.

versant. *n.* Flanc d'une colline, d'une montagne.

vertisol. *n.* Sol d'argiles noires à grises, pauvre en matière organique : 2 à 8 %. *Ex.* Vertisols tropicaux.

vieux grès rouges. Formations de grès continentaux déposés au cours du Dévonien. On les connaît particulièrement en Grande-Bretagne et dans certaines régions d'Europe.

viscosité. *n.* État d'un fluide dont les molécules sont freinées dans leur mouvement par leurs interactions ou leurs associations plus ou moins intenses. Détermine notamment la fluidité des laves, et leur vitesse d'épanchement.

vitesse de filtration. Vitesse à laquelle un volume d'eau déterminé traverse une colonne de roches perméables.

vitesse de terrain. Vitesse de l'eau s'écoulant, déterminée sur le terrain par l'emploi de traceurs.

vitrain. *n.* Matière vitreuse brillante, à fissuration orthogonale, qui compose les lits de certains charbons.

vitreux. *adj.* Qualifie l'état homogène de la matière solide, caractérisé par une structure non cristallisée.

vitrinite. *n.* Substance constituée de particules gélifiées. Voir *huminite-vitrinite.*

vitrodétrinite. *n.* Voir tableau relatif aux macéraux des lignites et des houilles, en fin de lexique.

vogésites. *n.* Lamprophyres à amphibole.

volcaniques. *adj.* **(roches).** Roches formées par le refroidissement des laves fondues épanchées en surface.

volcanisme. *n.* Ensemble de manifestations géologiques et géographiques par lesquelles les couches profondes (magma) entrent en contact avec la surface terrestre.

volcanologie. *n.* Science qui étudie les volcans.

W - X

Widmanstätten (figures de). Structure lamellaire caractéristique des octaèdrites (météorites métalliques renfermant de 6 à 14 % de nickel), en forme de bandes croisées dans plusieurs directions.

xénoblaste. *adj.* Caractérise un minéral qui, dans une couche métamorphique, ne possède pas de faces cristallines régulières et qui a cristallisé dans un espace existant entre des cristaux.

xénolite. *n.* Inclusion d'une roche de nature étrangère dans une roche ignée, l'inclusion se présentant sous forme d'une masse, d'un bloc ou de fragments.

xénomorphe. *adj.* **(minéral).** Qualifie un minéral qui, se formant en dernier lors du refroidissement d'une roche ignée, ne peut acquérir sa propre forme cristalline.

Y

yardang. *n.* En pays aride, cannelures ciselées dans des argiles tendres par le vent chargé de débris.

Z

zonal. *adj.* Désigne, en géomorphologie, tout phénomène ou processus qui se répartit à la surface du globe approximativement selon la latitude.

zone aphotique. Zone des eaux marines où règne l'obscurité totale.

zone d'appel. En hydrogéologie, partie de l'aire d'influence d'un aquifère où l'eau aboutit au puits.

zone euphotique. Zone superficielle des eaux marines bien éclairée et au niveau de laquelle la photosynthèse est possible.

zone de fluctuation. En hydrogéologie, se dit de l'amplitude comprise entre les niveaux les plus bas et les plus élevés de la surface piézométrique.

zone oligophotique. Zone moyenne des eaux marines où l'éclairement, bien qu'insuffisant pour les végétaux, existe encore.

zone oxydée. Dans un gisement, niveau où l'on retrouve des minéraux secondaires provenant de l'oxydation des minéraux primaires.

zone trophogénique. Zone superficielle d'un lac au niveau de laquelle les plantes vertes produisent de l'oxygène en excès.

zone tropholytique. Zone profonde d'un lac où la production d'oxygène par les plantes vertes est inférieure à leur consommation.

zoné. *adj.* **(cristal).** Qui présente des zones ou bandes ayant une structure ou un aspect différents.

zooplancton. *n.* Partie du plancton constituée par les animaux.

Voir tableau des macéraux des lignites et des houilles en page 22.

ERRATA ET ADDITIFS

Volume I de géologie

Page 63, le terme *poids spécifique* désigne en fait la *densité*.

Page 91, colonne de droite, 3e titre, lire :
Percylite, $PbCuCl_2(OH)_2$ - cubique.

Page 93, colonne de gauche, 1re ligne, lire :
densité 5,82 (et non 6,61).

Page 94, 2e titre, lire :
Magnésiochromite, $MgCr_2O_4$
Chromite, $FeCr_2O_4$ - cubique.

Page 118, dans le texte relatif à la pricéite, ajouter, dans les propriétés, la densité 2,42.

Page 133, dans le texte relatif à la dufrénite, ajouter les renseignements suivants : dureté 4 ; densité 3,1 à 3,3.

Page 245, dans la légende du haut, lire :
Pithecanthropus pekinensis (et non Phithecantropus pekinensis).

MACÉRAUX[1] DES LIGNITES				MACÉRAUX[1] DES HOUILLES		
SUBMACÉRAL	*MACÉRAL*	*SOUS-GROUPE*	*GROUPE*	*GROUPE*	*MACÉRAL*	*SUBMACÉRAL*
	TEXTINITE	HUMOTÉLINITE	HUMINITE	VITRINITE	TÉLINITE	Télinite 1 Télinite 2
Texto-ulminite Eu-ulminite	ULMINITE					
Porigélinite Lévigélinite	GÉLINITE	HUMOCOLLINITE			COLLINITE	Télocollinite Desmocollinite Gélocollinite Corpocollinite
Phlobaphinite Pseudophloba- phinite	CORPOHUMINITE					
	ATTRINITE DENSINITE	HUMODÉTRINITE			VITRODÉTRINITE	
	SPORINITE CUTINITE SUBÉRINITE RÉSINITE ALGINITE LIPTODÉTRINITE CHLOROPHYLLI- NITE (BITUMINITE)[2] (FLUORINITE)[2] (EXUDATINITE)[2]		LIPTINITE	EXINITE	SPORINITE CUTINITE RÉSINITE ALGINITE LIPTODÉTRINITE (BITUMINITE)[2] (FLUORINITE)[2] (EXUDATINITE)[2]	
	FUSINITE SEMI-FUSINITE MACRINITE SCLÉROTINITE INERTODÉTRI- NITE		INERTINITE	INERTINITE	FUSINITE SEMI-FUSINITE MACRINITE MICRINITE SCLÉROTINITE INERTODÉTRI- NITE	Pyrofusinite Dégradofusinite

D'après B. Alpern 1971.

[1] Voir définition de macéral. [2] Terme en cours de discussion.

INDEX DES NOMS CITÉS

L'index donne tous les noms de minéraux et de roches qui figurent dans les volumes I et II de Géologie.

La référence est donnée par l'indication du volume I ou II en chiffres romains et du numéro de la page où se trouve la citation, suivi, le cas échéant, des lettres *a* et *b* se rapportant respectivement à la colonne de gauche et à la colonne de droite de chaque page.

Les références sont données, pour les illustrations, par le numéro de la page en caractères gras et, pour le texte, par le numéro de la page en caractères maigres pour une simple citation, et en italique pour un développement plus complet.

Pour les différentes variantes se rattachant à un même terme, un astérisque indiquera le renvoi à ce dernier. *Ex. :*

acmite
* ægyrine
ægyrine (acmite) I - 162 b

On trouvera en outre dans l'index les différents termes de chimie, de morphologie, de pédologie, de physique, de zoologie, de botanique, etc. figurant dans les deux volumes de Géologie.

ABRÉVIATIONS esp. espèce gen. genre gr. groupe ord. ordre.

D

E

F

L

M

N

O

P

Q

R

S

T

U

V

W

X

Y

Z

